

## Hochgebirgshydrologie - Monitoring und Separation des Wasserhaushalts am Zugspitzplatt

Stefan Weishaupt

### Angaben zur Veröffentlichung / Publication details:

Weishaupt, Stefan. 2023. "Hochgebirgshydrologie - Monitoring und Separation des Wasserhaushalts am Zugspitzplatt." Augsburg: Universität Augsburg.

### Nutzungsbedingungen / Terms of use:

licgercopyright

Dieses Dokument wird unter folgenden Bedingungen zur Verfügung gestellt: / This document is made available under these conditions:

Deutsches Urheberrecht

Weitere Informationen finden Sie unter: / For more information see:

<https://www.uni-augsburg.de/de/organisation/bibliothek/publizieren-zitieren-archivieren/publiz/>



## **Hochgebirgshydrologie**

Monitoring und Separation des Wasserhaushalts am  
Zugspitzplatt

### **Dissertation**

zur

Erlangung des Doktorgrades (Dr. rer. nat.) an der  
Fakultät für Angewandte Informatik  
der Universität Augsburg

Vorgelegt von  
Stefan Josef Weishaupt

Augsburg, Dezember 2021

**Erstgutachter:** Prof. Dr. Karl-Friedrich Wetzel  
**Zweitgutachter:** Prof. Dr. Jucundus Jacobeit

**Tag der mündlichen Prüfung: 25. Mai 2022**

## **Vorwort**

Die vorliegende wissenschaftliche Arbeit entstand im Rahmen des Forschungs- und Entwicklungsprojekts mit dem Schwerpunktthema „Alpiner Wasserhaushalt“, welches in das internationale Verbundprojekt des Virtuellen Alpenobservatoriums, ein Netzwerk europäischer Höhenforschungsstationen, eingegliedert ist.

Für die Erstbetreuung und Anregung zu dieser Arbeit möchte ich mich aufrichtig bei Prof. Dr. Karl-Friedrich Wetzel bedanken. Der persönliche und wissenschaftliche Austausch während gemeinsamer Messkampagnen an der Zugspitze und an der Universität Augsburg war immer eine große Bereicherung.

Ein herzlicher Dank gilt Prof. Dr. Jucundus Jacobit für die Übernahme der Zweitbegutachtung dieser Arbeit.

Für die Unterstützung bei der Datenerhebung auf dem Zugspitzplatt und die vortreffliche Betreuung auf der Umweltforschungsstation „Schneefernerhaus“ danke ich dem gesamten Team. Einen besonderen Dank richte ich an Hannes Hiergeist für den freundlichen und immer hilfsbereiten Empfang über die Jahre auf der Station sowie an Dr. Till Rehm für die unterstützende Probenahme.

Ein weiterer Dank gilt Dr. Kerstin Hürkamp vom Helmholtz Zentrum München für die fruchtbare Zusammenarbeit und den Austausch während gemeinsamer Geländearbeiten auf dem Zugspitzplatt und Symposien sowie Martina vom Lawinenwarndienst.

Für die unkomplizierte Laborzuarbeit danke ich Prof. Dr. Christine Stumpp von der BOKU Wien und Petra Seibel vom Helmholtz Zentrum München.

Den Studierenden des Lehrstuhls für Physische Geografie Augsburg danke ich für begleitende Datenerhebung im Rahmen des Projektseminars Schneehydrologie.

Ein Dank gilt dem Bayerischen Staatsministerium für Umwelt und Verbraucherschutz für die Mitfinanzierung des Forschungsprojekts VAO II, aus dem das Thema dieser Arbeit heraus entstanden ist.

Bedanken möchte ich mich außerdem bei Isabella, Alexander, Martin und Benjamin für essentiellen Support und Verständnis sowie bei allen Freunden, die mich auf unterschiedliche Weise unterstützt haben.

Augsburg, im Dezember 2021

Stefan Weishaupt

Auch die längste Reise beginnt mit dem ersten Schritt.

(Laotse)

## Abstract

The alpine regions are of very great hydrological importance, especially for the foothills, but the various water flows and their balancing in the mountain area are difficult to record and model. The extreme orography and remoteness make it difficult to access and maintain the measuring instruments in the examination area. At the same time, the hydro-meteorological changes over the area are significant. The Zugspitzplatt offers optimal conditions for researching the hydrology of a high mountain area due to the existing infrastructure provided by the Schneefernerhaus research station and by previous studies. The evaluation of continuously collected meteorological and hydrological data over many years enables a better understanding of the water balance and the genesis of runoff in a high alpine catchment area. Hydrochemical investigations using natural environmental tracers as the stable isotopes of water and electric conductivity provide evidence of different runoff processes in the underground karst system of the Zugspitzplatt and enable the separation of runoff components such as meltwater runoff.

The following results were achieved:

The input variables precipitation and snowmelt, which are important for the water balance, were recorded and processed. It turned out that the detection of snow precipitation, in particular due to wind-induced losses, is highly error-prone. More than 50 % of the snow precipitation is partly not recorded. Conversely, snow swirling and snow displacement by wind within the catchment area can lead to incorrect precipitation records. In addition, no clear height gradient was identified in the catchment area, although continuous precipitation measurements were carried out on different spots with an altitudinal difference of more than 1.000 m.

Tracer-based hydrological investigations provide evidence of the existence of a karst water reservoir in the phreatic zone in the karst body beneath the Zugspitzplatt, which is exchanged by the water recharging the karst groundwater. By using stable water isotopes, it was possible to determine an exchangeable storage volume in the phreatic zone that holds around half of the amount of summer precipitation. Above it is a vadose, active area, which is subject to a variable fill level over the course of the year. The variable storage volume was quantified by analyzing the leakage behavior at the Partnach spring. The Partnach spring is thus fed from deep karst water and fresh event water from precipitation and snowmelt.

This dissertation emphasizes the complexity of the genesis of runoff in the high alpine catchment area of the Partnach spring and highlights the importance of further research

on high mountain hydrology, as the Alps significantly influence on the water balance of the foothills.

## **Zusammenfassung**

Die alpinen Regionen sind besonders für die Vorländer von sehr großer hydrologischer Bedeutung, jedoch sind die verschiedenen Wasserflüsse und deren Bilanzierung im Gebirgsraum nur schwierig zu erfassen und zu modellieren. Die extreme Orografie und die Abgelegenheit erschweren den Zugang und die Wartung der Messinstrumente im Untersuchungsraum. Zugleich sind die hydrometeorologischen Änderungen über die Fläche bedeutend. Das Zugspitzplatt bietet aufgrund der vorhandenen Infrastruktur durch die Forschungsstation Schneefernerhaus und durch vorangehende Studien optimale Bedingungen für die Erforschung der Hydrologie eines Hochgebirgsraums. Die Auswertung von jahrelang kontinuierlich erhobenen meteorologischen und hydrologischen Daten ermöglicht ein besseres Verständnis über den Wasserhaushalt und der Abflussgenese in einem hochalpinen Einzugsgebiet. Hydrochemische Untersuchungen mittels stabiler Isotope des Wassers und der elektrischen Leitfähigkeit als natürliche Umwelttracer liefern den Beleg für unterschiedliche Abflussprozesse im unterirdischen Karstsystem des Zugspitzplatts und ermöglichen die Trennung von Abflusskomponenten wie den Schmelzwasserabfluss.

Folgende Ergebnisse wurden erzielt:

Die für die Wasserbilanz wichtigen Eingangsgrößen Niederschlag und Schneeschmelze konnten erfasst und aufbereitet werden. Dabei stellte sich heraus, dass die Erfassung von Schneeniederschlägen, insbesondere durch windinduzierte Verluste, stark fehlerbehaftet ist. Über 50 % der Schneeniederschläge werden teilweise nicht erfasst. Dagegen können Schneeaufwirbelung und Schneeverfrachtung durch Wind innerhalb des Einzugsgebiets zu irreführenden Niederschlagsaufzeichnungen führen. Zudem war kein eindeutiger Höhengradient im Einzugsgebiet erkennbar, obwohl kontinuierliche Niederschlagsmessungen an verschiedenen Standorten mit über 1.000 m Höhenunterschied durchgeführt wurden.

Tracerbasierte hydrologische Untersuchungen lieferten den Beleg für das Vorhandensein eines Karstwasserspeichers im phreatischen Bereich unter dem Zugspitzplatt, der durch nachrückendes Ereigniswasser teilweise ausgetauscht wird. Durch die Verwendung stabiler Wasserisotope konnte ein austauschbares Speichervolumen im phreatischen

Bereich bestimmt werden, das etwa die Hälfte der sommerlichen Niederschlagsmenge umfasst. Darüber liegt ein vadose, aktiver Bereich, welcher einem variablen Füllungstand im Jahresverlauf unterworfen ist. Das variable Speichervolumen ließ sich durch die Analyse des Auslaufverhaltens an der Partnachquelle quantifizieren. Die Partnachquelle wird somit aus tiefem Karstwasser sowie frischem Ereigniswasser aus Niederschlägen und Schneeschmelze gespeist.

Diese Dissertation unterstreicht die Komplexität der Abflussgenese im hochalpinen Einzugsgebiet der Partnachquelle und hebt die Wichtigkeit weiterer Forschungen zur Hochgebirgs hydrologie hervor, denn die Alpen beeinflussen maßgeblich den Wasserhaushalt der Vorländer.

## **Inhaltsverzeichnis**

**Abbildungsverzeichnis .....** ..... **VII**

**Tabellenverzeichnis .....** ..... **XIII**

**Abkürzungsverzeichnis .....** ..... **XIV**

**Gleichungsverzeichnis .....** ..... **XVI**

**1 Einführung zum Thema.....** ..... **1**

- 1.1 Zielsetzung und Aufbau der Arbeit ..... 3
- 1.2 Stand der Forschung ..... 5

**2 Das Untersuchungsgebiet am Zugspitzplatt .....** ..... **7**

- 2.1 Geografische Lage des Zugspitzplatts und des Reintals..... 7
- 2.2 Geologie und Geomorphologie des Wettersteingebirges ..... 10
- 2.3 Klima ..... 15
- 2.4 Böden und Vegetation ..... 17
- 2.5 Verwitterungs- und Lösungsprozesse auf dem Zugspitzplatt ..... 21
- 2.6 Geohydrologische Untersuchungen am Zugspitzplatt ..... 25
- 2.7 Die Gletscher im Zugspitzgebiet ..... 29

**3 Datenerhebung und Dokumentation der Messreihen .....** ..... **35**

- 3.1 Lage der Messeinrichtungen und Instrumentierung zur Erfassung meteorologischer Daten ..... 35
- 3.2 Allgemeines Vorgehen zur Plausibilitätskontrolle von registrierten Werten ... 40
  - 3.2.1 Datenaufbereitung und Datenergänzung der Niederschlagsmessungen..... 41
  - 3.2.2 Datenaufbereitung und Datenergänzung der Temperaturmessungen..... 43
  - 3.2.3 Datenaufbereitung und Datenergänzung der Wasserstandsmessung ..... 44
  - 3.2.4 Datenaufbereitung und Datenergänzung der Wassertemperatur und elektrischen Leitfähigkeit..... 47
- 3.3 Erfassung von Niederschlag und Lufttemperatur ..... 47
- 3.4 Schneehöhenerfassung und Schneedeckenaufbau ..... 51
- 3.5 Erhebung hydrologischer und physikochemischer Daten..... 55
- 3.6 Erfassung der isotopischen Zusammensetzung der Abflusskomponenten ..... 59
  - 3.6.1  $\delta$ -Notation der stabilen Wasserisotope ..... 63
  - 3.6.2 Isotopeneffekte ..... 66

<b>4</b>	<b>Wasserbilanzkomponenten im Untersuchungsgebiet .....</b>	<b>71</b>
4.1	Niederschlag am Zugspitzplatt .....	72
4.1.1	Jährliche Regenmengen am Zugspitzplatt.....	81
4.1.2	Anzahl der Niederschlagstage und Niederschlagsintensitäten .....	93
4.2	Berechneter Abfluss am Partnach-Ursprung .....	96
4.2.1	Analyse hydrologischer Daten des Partnach-Ursprungs .....	97
4.2.2	Abflussstatistik am Partnach-Ursprung über die Jahre .....	102
4.3	Berechnete Verdunstung.....	104
<b>5</b>	<b>Untersuchung der geohydrologischen Gebietseigenschaften .....</b>	<b>110</b>
5.1	Trockenwetterabfluss und Speicherverhalten .....	111
5.2	Quantifizierung des Karstspeichers .....	115
<b>6</b>	<b>Analyse der Abflussprozesse .....</b>	<b>116</b>
6.1	Untersuchung der Wasserisotope und der elektrischen Leitfähigkeit als Tracer .....	117
6.1.1	Elektrische Leitfähigkeit des Partnachwassers.....	117
6.1.2	Isotopische Zusammensetzung der Partnach und der Abflusskomponenten .....	121
6.1.3	Isotopische Zusammensetzung des Schnees am Zugspitzplatt und Prozesse in der Schneedecke .....	126
6.1.4	Isotopische Variabilität des Schmelzwassers .....	131
6.1.5	Isotopische Zusammensetzung von flüssigen Niederschlägen.....	135
6.1.6	Jahresgang der isotopischen Zusammensetzung des Partnachwassers.....	139
6.2	Komponentenseparation des Partnachwassers und verwendete Tracer .....	146
6.2.1	Komponentenseparation mittels elektrischer Leitfähigkeit.....	146
6.2.2	Komponentenseparation mittels stabiler Isotope.....	152
6.2.3	Vergleich der eingesetzten Tracer .....	157
<b>7</b>	<b>Diskussion der Auswertungsergebnisse.....</b>	<b>162</b>
<b>8</b>	<b>Zusammenfassendes Fazit und Ausblick .....</b>	<b>171</b>
	<b>Literaturverzeichnis .....</b>	<b>174</b>

## Abbildungsverzeichnis

Abb. 1: Abflussbildung von Berggebieten im Verhältnis zum durchschnittlichen Tieflandabfluss als Disproportionalitätsfaktor RWY.....	2
Abb. 2: Das Wettersteingebirge und das Mieminger Gebirge. ....	8
Abb. 3: Der Südteil des Wettersteingebirges mit Blick auf das Reintal und das Zugspitzplatt.....	9
Abb. 4: Zugspitzplatt und Reintal im Wettersteingebirge.....	10
Abb. 5: Ausschnitt aus geologischer Karte des Wettersteingebirges mit eingezeichnetem Verlauf der Profilschnitte (blau gestrichelte Linien) A und B. ....	12
Abb. 6: Profiltafel Zugspitzplatt und Oberer Anger im Reintal.....	13
Abb. 7: Geologischer Profilquerschnitt durch das Zugspitzplatt. ....	14
Abb. 8: Klimadiagramme der Stationen Garmisch-Partenkirchen (719 m ü. NHN) und Zugspitze (2.962 m ü. NHN).....	16
Abb. 9: Schneedecke auf dem Zugspitzplatt.....	17
Abb. 10: Vegetation am Zugspitzplatt. ....	19
Abb. 11: Vegetationsstufen auf dem Zugspitzplatt. ....	20
Abb. 12: Messnetzwerk auf dem Zugspitzplatt mit den meteorologischen Stationen, der Pegelstation am Partnach-Ursprung, den Eingabeorten der Markierungsversuche und der vermuteten Grundwasserfließrichtung. ....	27
Abb. 13: Lage der fünf bayerischen Gletscher.....	30
Abb. 14: Blick vom Zugspitzgipfel auf das Zugspitzplatt mit den Gletschern des Südlichen (links) und Nördlichen (rechts) Schneeferner im September 2020. ....	30
Abb. 15: Flächenentwicklung der bayerischen Gletscher seit den ersten genauen Vermessungen. ....	31
Abb. 16: Lage der Messeinrichtungen im Einzugsgebiet.....	36
Abb. 17: Meteorologische Station Nord im Sommer und Winter.....	39
Abb. 18: Rohdaten der Niederschlagsmessungen an den Stationen Süd, Ost, Nord und LWD.....	42
Abb. 19: Messfehler des Temperaturgangs in 3m und 5m Höhe gemessen an der Station Nord am 17. und 19. Februar 2015.....	43
Abb. 20: Partnach-Ursprung mit südexponiertem Kirchturmeinzugsgebiet (roter Pfeil). 45	

Abb. 21: Lawinenereignis im Frühjahr 2019. ....	46
Abb. 22: Station LWD mit Niederschlagswaage, Snow Pack Analyzer, Schneewaage und Mast mit weiterer Messtechnik .....	50
Abb. 23: Verlauf der Schneehöhenentwicklung in cm an den Messstationen Ost, Süd, Nord und LWD.....	51
Abb. 24: Station Süd. ....	53
Abb. 25: Schneedeckenaufnahmen und Beprobungen im Winterhalbjahr. ....	54
Abb. 26: Wasserstands-Abfluss-Beziehung an der Partnach. ....	57
Abb. 27: Installierte Gerätschaften am Hilfspegel Partnach-Ursprung zur Erfassung des Wasserstandes, der Wassertemperatur, der elektrischen Leitfähigkeit sowie zur automatisierten Probenahme. ....	59
Abb. 28: Herkunft der Isotopenproben. ....	61
Abb. 29: Quantitative Verteilung der genommenen und ausgewerteten Proben nach Probenherkunft. ....	62
Abb. 30: Wasserstoff- und Sauerstoffisotopenzusammensetzungen von Niederschlagswasser (Meteorwasser) aus verschiedenen Regionen der Welt sowie die globale meteorische Wasserlinie (GMWL).....	65
Abb. 31: Beispiel für den Höheneffekt am Niederschlag an den Osthängen der Anden, abgeleitet aus Proben von tiefem Grundwasser und Bodenwasser, welche an Quellen gesammelt wurden. ....	68
Abb. 32: Box Plots der saisonalen Effekte aus Isotopendaten von Niederschlägen aus den Jahren 1978 bis 2002 in Deutschland sowie Temperaturdaten aus den Jahren 1984 bis 2002. ....	69
Abb. 33: Interpolierte globale $\delta^{18}\text{O}$ -Zusammensetzung meteorischen Wassers. ....	70
Abb. 34: Gesamtniederschlag aus Messdaten der Stationen Ost und LWD sowie berechnete Summenlinien des Regenniederschlags bei Lufttemperaturen über 2 °C gemessen an den Stationen Ost und LWD im Jahr 2015. ....	74
Abb. 35: Gesamtniederschlag aus Messdaten der Stationen Ost und LWD sowie berechnete Summenlinien des Regenniederschlags bei Lufttemperaturen über 2 °C gemessen an den Stationen Ost und LWD im Jahr 2016. ....	75
Abb. 36: Gesamtniederschlag aus Messdaten der Stationen Ost und LWD sowie berechnete Summenlinien des Regenniederschlags bei Lufttemperaturen über 2 °C gemessen an den Stationen Ost und LWD im Jahr 2017. ....	77

Abb. 37: Gesamtniederschlag aus Messdaten der Stationen Ost und LWD sowie berechnete Summenlinien des Regenniederschlags bei Lufttemperaturen über 2 °C gemessen an den Stationen Ost und LWD im Jahr 2018. ....	77
Abb. 38: Monatliche Niederschlagssummen der Station DWD in den Jahren 2015 bis 2018.....	80
Abb. 39: Durchschnittliche Monatstemperaturen am Zugspitzplatt in den Jahren 2015 bis 2018.....	82
Abb. 40: Jahresgang der mittleren Monatstemperaturen an den Stationen Ost, Süd, Nord und LWD in den Jahren 2014 bzw. 2015 bis 2018. ....	84
Abb. 41: Jahresgang der Monatsmitteltemperaturen an der Station DWD in den Jahren 2014 bis 2018. ....	86
Abb. 42: Berechnete Summenlinien des Regenniederschlags bei Lufttemperaturen über 2 °C aus Messdaten der Stationen Nord, Süd, Ost und LWD sowie der Niederschlagswippe an der Pegelstation im Jahr 2015. ....	87
Abb. 43: Berechnete Summenlinien des Regenniederschlags bei Lufttemperaturen über 2 °C aus Messdaten der Stationen Nord, Süd, Ost und LWD sowie der Niederschlagswippe an der Pegelstation im Jahr 2016. ....	87
Abb. 44: Berechnete Summenlinien des Regenniederschlags bei Lufttemperaturen über 2 °C aus Messdaten der Stationen Nord, Süd, Ost und LWD sowie der Niederschlagswippe an der Pegelstation im Jahr 2017. ....	88
Abb. 45: Berechnete Summenlinien des Regenniederschlags bei Lufttemperaturen über 2 °C aus Messdaten der Stationen Nord, Süd, Ost und LWD sowie der Niederschlagswippe an der Pegelstation im Jahr 2018. ....	88
Abb. 46: Monatliche Niederschlagssummen an der Station Ost in den Jahren 2015 bis 2018 bei Temperaturen über 2 °C. ....	91
Abb. 47: Monatliche Niederschlagssummen an der Station Süd in den Jahren 2015 bis 2018 bei Temperaturen über 2 °C. ....	91
Abb. 48: Monatliche Niederschlagssummen an der Station Nord in den Jahren 2015 bis 2018 bei Temperaturen über 2 °C. ....	92
Abb. 49: Monatliche Niederschlagssummen an der Station LWD in den Jahren 2015 bis 2018 bei Temperaturen über 2 °C. ....	92

Abb. 50: Niederschlagsintensität „winterlicher“ Festniederschläge (blau, $T \leq 2^{\circ}\text{C}$ ), „sommerlicher“ Flüssigniederschläge (rot, $T > 2^{\circ}\text{C}$ ) und kumulierte Niederschlagssumme (grün) an der Station LWD im Jahr 2017.....	93
Abb. 51: Blick von der Zugspitze auf das Zugspitzplatt am 24. Dezember 2017.....	94
Abb. 52: Häufigkeitsverteilung von Tagesniederschlägen an der Station LWD im Jahr 2017.....	95
Abb. 53: Mittlere Monatsabflüsse in den Jahren 2014 bis 2018.....	96
Abb. 54: Abflussganglinien der Partnach in den hydrologischen Sommerhalbjahren 2014 bis 2018, erweitert mit Abflussdaten des Monats November.....	98
Abb. 55: Mittlere monatliche Abflusshöhen in den Jahren 2014 bis 2018.....	99
Abb. 56: Abflussanteile über das Gesamtjahr.....	100
Abb. 57: Prozentuale monatliche Abflussanteile im hydrologischen Sommerhalbjahr 2015, 2016 und 2017.....	101
Abb. 58: Schematische Darstellung des Karstsystems im Einzugsgebiet des Partnach-Ursprungs.....	110
Abb. 59: Modellierter Speicherauslauf auf Basis der ermittelten unterschiedlichen Rezessionskoeffizienten für ausgewählte Jahre im Zeitraum 1997 bis 2017....	113
Abb. 60: Auslaufkoeffizient der verfügbaren Abflussjahre im Zeitraum 1997 bis 2017. ....	114
Abb. 61: Verlauf der mittleren täglichen elektrischen Leitfähigkeiten und der mittleren täglichen Abflüsse am Partnachpegel in den hydrologischen Sommerhalbjahren 2014 bis 2018. ....	119
Abb. 62: Beziehung zwischen $\delta^2\text{H}$ und $\delta^{18}\text{O}$ aller Wasserproben.....	122
Abb. 63: Zeitreihen von $\delta^2\text{H}$ -Werten der Proben von Schneeprofilen, Niederschlag, Schmelzwasser und Abfluss der Partnach.....	123
Abb. 64: Zeitreihen von $\delta^{18}\text{O}$ -Werten der Proben von Schneeprofilen, Niederschlag, Schmelzwasser und Abfluss der Partnach.....	125
Abb. 65: Deuteriumgehalte der Schneedecke zu verschiedenen Zeitpunkten im Frühjahr 2016 am Schneemessfeld der Station LWD.....	127
Abb. 66: Temperaturverlauf in $^{\circ}\text{C}$ und schwere Sauerstoffgehalte der Schneedecke zu verschiedenen Zeitpunkten im Frühjahr 2016 am Schneemessfeld der Station LWD.....	128

Abb. 67: Temperaturverlauf in °C und schwere Sauerstoffgehalte der Schneedecke im Frühjahr 2016 nahe am Schneemessfeld der Station LWD.....	130
Abb. 68: Änderung der isotopischen Zusammensetzung des Schmelzwassers auf dem Zugspitzplatt in der Schmelzsaison 2016.....	133
Abb. 69: Änderung der isotopischen Zusammensetzung des Schmelzwassers auf dem Zugspitzplatt in der Schmelzsaison 2017.....	133
Abb. 70: Änderung der isotopischen Zusammensetzung des Schmelzwassers auf dem Zugspitzplatt in der Schmelzsaison 2018.....	134
Abb. 71: $\delta^2\text{H}$ - $\delta^{18}\text{O}$ -Diagramm von Wasserproben aus Niederschlägen an der Pegelstation Partnach-Ursprung und der UFS in den Jahren 2015 bis 2018. ....	135
Abb. 72: $\delta^2\text{H}$ - $\delta^{18}\text{O}$ -Diagramm von Wasserproben aus Niederschlägen an der Pegelstation Partnach-Ursprung und der UFS in den Jahren 2015 bis 2018. ....	136
Abb. 73: Isotopische Zusammensetzung von Niederschlagsereignissen in den Jahren 2015 bis 2018 an der UFS und an der Pegelstation.....	137
Abb. 74: Verlauf der Schneehöhenentwicklung in cm (gestrichelte Linien) und des berechneten Schneewasseräquivalents (durchgezogene Linien) an der Messstation LWD in den Jahren 2014 bis 2019. ....	138
Abb. 75: Isotopische Zusammensetzung von Wasserproben der Partnach an der Pegelstation Partnach-Ursprung. ....	140
Abb. 76: Verlauf der mittleren monatlichen isotopischen Zusammensetzung der Partnach in den Jahren 2013 bis 2018. ....	141
Abb. 77: Veränderung von $\delta^{18}\text{O}$ und $\delta^2\text{H}$ im Abfluss der Partnach im hydrologischen Sommerhalbjahr 2015, 2016, 2017 und 2018. ....	142
Abb. 78: Täglicher mittlerer Abfluss und Verlauf von $\delta^2\text{H}$ im hydrologischen Sommerhalbjahr 2016. ....	144
Abb. 79: Komponentenseparation von tiefem Karstwasserabfluss (schwarze Linie) und Direktabfluss (blaue Fläche) im Gesamtabfluss am Partnach-Ursprung.....	149
Abb. 80: Komponentenseparation von tiefem Karstwasserabfluss und Direktabfluss im Gesamtabfluss am Partnach-Ursprung unter Verwendung von Deuterium im hydrologischen Sommerhalbjahr 2016.....	153
Abb. 81: Komponentenseparation von tiefem Karstwasserabfluss und Direktabfluss im Gesamtabfluss am Partnach-Ursprung unter Verwendung von Deuterium im hydrologischen Sommerhalbjahr 2017.....	155

Abb. 82: Komponentenseparation von tiefem Karstwasserabfluss und Direktabfluss im Gesamtabfluss am Partnach-Ursprung unter Verwendung von Deuterium im hydrologischen Sommerhalbjahr 2018.....	156
Abb. 83: Vergleich der separierten Basisabflüsse unter Verwendung von Deuterium (schwarze Linie) und der elektrischen Leitfähigkeit (gelbe Linie) .....	158
Abb. 84: Konzeptmodell des Hochgebirgskarstes im Einzugsgebiet Partnach-Ursprung. .....	169

## Tabellenverzeichnis

Tab. 1: Übersicht über die Gesamtfläche der bayerischen Gletscher von 1989 bis 2018.	33
Tab. 2: Übersicht über die Volumina und charakteristischen Eisdicken der bayerischen Gletscher im Jahr 2009 (in Klammer angegebene Zahlen) und im Jahr 2018.	....33
Tab. 3: Lageangaben der Messstationen im Untersuchungsgebiet.	.....37
Tab. 4: Die Messausstattung der meteorologischen Stationen im Untersuchungsgebiet.	..37
Tab. 5: Mittlere Monatstemperatur- und Niederschlagswerte der Stationen Ost und LWD im Jahr 2016 sowie der prozentuale Regenanteil (R mit $T > 2^{\circ}\text{C}$ ) am Gesamtniederschlag.....	76
Tab. 6: Durchschnittliche Monatstemperatur und Jahrestemperatur gemessen an der Station Süd in den Jahren 2014 bis 2018.....	85
Tab. 7: Jährliche Flüssigniederschläge in den Jahren 2015 bis 2018 der Stationen Nord, Süd, Ost, LWD (mit $T > 2^{\circ}\text{C}$ ) sowie der Niederschlagswippe an der Pegelstation.	.....89
Tab. 8: Prozentuale monatliche Abflussanteile bezogen auf die hydrologischen Sommerhalbjahre 2015, 2016 und 2017.....	102
Tab. 9: Mittel- und Extremwerte für monatliche und sommerhalbjährliche (SHJ) Abflüsse an der Pegelstation nahe der Partnachquelle im Zeitraum 2014 bis 2018 und monatliche Pardé-Koeffizienten.....	103
Tab. 10: Abhängigkeit von $\epsilon$ und $b$ von der Niederschlagsart und der Stationslage.....	106
Tab. 11: Die Wasserbilanz am Zugspitzplatt für die hydrologischen Jahre 2015 bis 2018.	.....108
Tab. 12: Mittelwerte $\delta^2\text{H}$ und $\delta^{18}\text{O}$ aller Probentypen.	.....125
Tab. 13: Mittlere isotopische Zusammensetzung der Partnachproben in den Jahren 2013 bis 2018.	.....141
Tab. 14: Anteil des monatlichen Direktabflusses am monatlichen Gesamtabfluss in Prozent.....	150

## Abkürzungsverzeichnis

BAdW	Bayerische Akademie der Wissenschaften
BayFOR	Bayerische Forschungsallianz
DIN	Deutsche Institut für Normung e. V.
DWD	Deutscher Wetterdienst
F&E-Projekt	Forschungs- und Entwicklungsprojekt
(G)MWL	(Global) Meteoric Water Line
GNIP	Global Network of Isotopes in Precipitation
GWN-BW	Grundwasserneubildung-Bodenwasserhaushalt
HHQ	Höchster Abflusswert im Beobachtungszeitraum
IAEA	International Atomic Energy Agency
IPCC	Intergovernmental Panel on Climate Change
LAWA	Bund/Länder-Arbeitsgemeinschaft Wasser
LfU	Bayerische Landesamt für Umwelt
LWD	Lawinenwarndienst
MDS	Messdatenserver
MMQ	Mittlerer Monatsabfluss für den gesamten Beobachtungszeitraum
MQ	Mittlerer Abfluss im Beobachtungszeitraum
NHN	Normalhöhennull
NNQ	Niedrigster Abflusswert im Beobachtungszeitraum
RWY	Relative water yield
SHJ	Sommerhalbjahr
SLAP	Standard Light Antarctic Precipitation
StMUG	Staatsministerium für Umwelt, Gesundheit und Verbraucherschutz
StMUV	Bayerisches Staatsministerium für Umwelt und Verbraucherschutz
SWE	Schneewasseräquivalent (engl.: snow water equivalent)
UFS	Umweltforschungsstation

VAO	Virtuelles Alpenobservatorium
(V)SMOW	(Vienna) Standard Mean Ocean Water
WMO	World Meteorological Organization
W-Q-Beziehung	Wasserstands-Abfluss-Beziehung
WRB	World Reference Base for Soil Resources

## Gleichungsverzeichnis

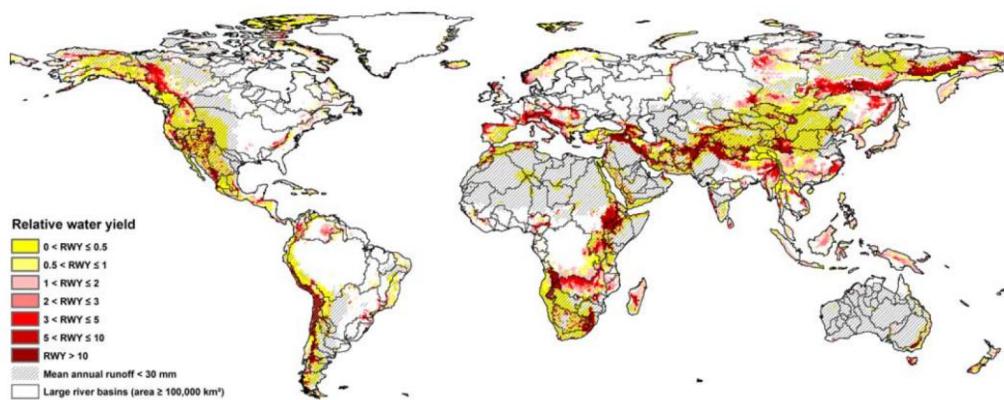
Gl. 1: Kohlensäureverwitterung .....	22
Gl. 2: Salzverdünnungsmethode .....	56
Gl. 3: W-Q-Beziehung .....	57
Gl. 4: Isotopenverhältnis .....	63
Gl. 5: Berechnung $\delta$ .....	64
Gl. 6: Berechnung $\delta$ bezogen auf VSMOW .....	64
Gl. 7: Global Meteoric Water Line .....	64
Gl. 8: Deuterium Exzess.....	65
Gl. 9: Wasserbilanz .....	71
Gl. 10: Gebietsniederschlag .....	80
Gl. 11: Abflussspende .....	104
Gl. 12: Gebietsverdunstung.....	105
Gl. 13: Niederschlagskorrektur nach Richter .....	106
Gl. 14: Auslauffunktion.....	112
Gl. 15: Rezessionskonstante.....	112
Gl. 16: Komponentenseparation mit elektrischer Leitfähigkeit .....	147
Gl. 17: Komponentenseparation mit $\delta^{18}\text{O}$ .....	152

# 1 Einführung zum Thema

Wasser hat einen existenziellen Wert für die Menschen und die Natur. Oftmals sind Hochgebirge jene Regionen, in denen Quellen großer Flussläufe entspringen und die damit die lebensnotwendige Ressource Wasser liefern. In den Alpen fallen aufgrund orografischer Einflüsse und den daraus resultierenden Barrierefekten im Vergleich zu den umliegenden Regionen überproportional hohe Niederschläge (Baumgartner et al. 1983; Baumgartner, Liebscher 1996), dazu häufig in fester Form. Gleichzeitig sind die Evapotranspirationsraten niedrig. Schneefälle akkumulieren über den Winter und das Frühjahr zu mächtigen Schneedecken und verbleiben bis in den Sommer in den Hochlagen der Alpen (Wehren et al. 2009). Gletscher und schneedeckte Gebiete wirken wie ein natürliches Reservoir, welches Niederschlagswasser in gefrorenem Zustand zwischenspeichert (Pelto 2017, S. 5; Wehren et al. 2009, S. 24). Dies hat eine enorme Bedeutung für die Gesellschaften der umliegenden Alpenvorländer. Während der warmen Jahreszeit, wenn die Sonneneinstrahlung hoch ist und die Primärproduktion maximal sein kann, ist eine ausreichende Wasserversorgung speziell für die Landwirtschaft eine existentielle Voraussetzung. In diesem Zusammenhang gewährleistet die vorübergehende Speicherung von Wasser in den Schneedecken während der kalten Jahreszeit und das Schmelzwasser aus Schnee und Gletschern während des Sommers eine hohe Wasserführung von Flüssen und eine Wiederauffüllung der Grundwasserressourcen auch in trockenen Vorgebieten von Hochgebirgsregionen (Beniston et al. 2011; Gascoin et al. 2015; Huss 2011; Jenicek et al. 2016; Verbunt et al. 2003; Vivioli et al. 2003). Vor allem Berge in trockenen Klimazonen sind damit wichtige Süßwasserquellen für das anliegende flache Umland und eine wichtige Ressource im Bereich der Trinkwasserversorgung für Industrie und Landwirtschaft sowie für die Energieversorgung durch Wasserkraft. Die Alpen versorgen diese Bereiche mit dem unentbehrlichen Wasser während der Schmelzperiode bis in den Sommer und gleichen das Wasserdefizit während warmer Wetterperioden in den tieferen Lagen aus.

Aus diesem Grund werden die Alpen häufig als die „Wasserschlösser“ oder „Wassertürme“ Europas bezeichnet (Bandyopadhyay et al. 1997; Immerzeel et al. 2019; Liniger et al. 1998; Wehren et al. 2009; Vivioli et al. 2007), da aus diesen Gebirgsregionen die größten Wassermengen stammen. Nach Vivioli und Weingartner (2004, S. 1019) befinden sich beispielsweise 15 % des Rheineinzugsgebiets in den Alpen, aber dieser kleine Anteil der Gesamteinzugsgebietsfläche steuert bis zu 50 % des Gesamtabflusses des Rheins während der Sommersaison bei. Im jährlichen Mittel

werden dabei 34 % des Rheinabflusses in dem kleinen Einzugsbereich der Alpen generiert. Auch stammt beispielsweise beim Pegel Passau/Achleiten nach Weber et al. (2010, S. 9 f.) knapp ein Viertel des Wassers der Donau aus der Schneeschmelze und nur 2 % aus der Eisschmelze; die Größe des Einzugsgebiets beträgt dabei 77.000 km<sup>2</sup>. Vivioli et al. (2007, S. 6 f.) haben durch die Berechnung eines Indexes den Beitrag von Bergregionen zur Wasserversorgung in angrenzenden Vorländern dargestellt. Die regionale Verteilung dieses Indexes (vgl. Abb. 1) verdeutlicht die hydrologische Bedeutung von Bergregionen für die Wasserverfügbarkeit der umliegenden Gebiete auf globaler Ebene.



**Abb. 1: Abflussbildung von Berggebieten im Verhältnis zum durchschnittlichen Tieflandabfluss als Disproportionalitätsfaktor RWY.** Eine Disproportionalität zugunsten des Abflusses besteht, wenn  $RWY > 1$  ist, bei  $RWY > 2$  ist sie bedeutsam und für  $RWY > 5$  ist sie wesentlich.

Quelle: Vivioli et al 2007, S. 7; Wehren et al. 2009, S. 52.

Ausgedehnte Flächen mit überproportional hohem Hochgebirgsabfluss können anhand der obigen Darstellung besonders in semiariden und ariden Gebieten wie z. B. dem äthiopischen Hochland identifiziert werden, aber eben auch in feuchten Regionen wie z. B. den europäischen Alpen. Vor allem Gebirge in trockenen Klimazonen haben eine hohe Bedeutung für die Wasserverfügbarkeit der im Vorland lebenden Menschen und für landwirtschaftliche Zwecke (Wehren et al. 2009, S. 30). In einer globalen Einschätzung aus zusammengetragenen Fallstudien bezeichnen Viroli et al. (2003, S. 39) die lokalisierten Wassertürme in trockenen Klimaten sogar als „wet islands“.

Obwohl der Hydrologie der Hochgebirge somit eine enorme Bedeutung zukommt, sind diese Gebiete unter hydrologischen Gesichtspunkten bisher in unterrepräsentiertem Rahmen erforscht worden. Ein weiterer Grund, warum Forschung zur Gebirgs-hydrologie notwendig ist, ist der anhaltende Klimawandel. Der Klimawandel trifft Hochgebirgsregionen stärker als das Tiefland, was zu einer Änderung der regionalen Wasserbudgets führen kann und folglich eine Verknappung der Wasserverfügbarkeit für

menschliche Zwecke verursachen kann (Beniston et al. 2011; Björnsen et al. 2005; Brunetti et al. 2009; Dobler et al. 2012; Junghans et al. 2011; Lehner et al. 2006; Vivioli et al. 2011; Zierl, Bugmann 2005). Nach Brunetti et al. (2009) wurde in den europäischen Alpen beispielsweise im letzten Jahrhundert eine Verschiebung der Lufttemperaturen von etwa 1,4 Kelvin beobachtet, die doppelt so hoch ist wie der globale Trend vom Jahr 1901 bis 2012 laut IPCC (2013). Der Temperaturanstieg geht mit Änderungen des hydrologischen Regimes einher und wird vor allem durch das Abschmelzen der Gletscher in den Alpen und in anderen Hochgebirgsregionen der Welt offensichtlich (Gobiet et al. 2014; Hagg et al. 2012; Häggi, Weingartner 2011; Laghari et al. 2012). Auch die Schneedeckenausbreitung über die Fläche sowie Schneedeckendauer und das Schneewasseräquivalent werden in vielen Hochlandregionen der Welt vom Klimawandel beeinflusst.

Trotz der Auswirkungen des Klimawandels auf die Wasserressourcen in Bergregionen, besteht immer noch eine Wissenslücke in der Hochgebirgshydrologie (Immerzeel et al. 2019; Messerli et al. 2009; Pomeroy, Marks 2009). Gründe mögen die schwierige Erreichbarkeit der abgelegenen Berge sein, der herausfordernde Aufbau einer messtechnischen Infrastruktur, die rauen Umgebungsbedingungen und vor allem erschweren die extreme Topografie und die hohe dreidimensionale Variabilität aller für die Hydrologie relevanten Parameter deren Erforschung.

Diese Arbeit leistet durch die Untersuchung von Niederschlag, Schneeschmelzprozessen und daraus resultierenden Abflüssen in einem abgegrenzten alpinen Gebiet einen Beitrag, die Komplexität der Hochgebirgshydrologie mit unterschiedlichen methodischen Herangehensweisen zu beleuchten sowie die Wasserflüsse und den Wasserhaushalt zu quantifizieren und zu bewerten. Das Thema der Arbeit geht aus einem Forschungs- und Entwicklungsprojekt (F&E-Projekt) hervor, welches durch das Bayerische Staatsministerium für Umwelt und Verbraucherschutz (StMUV) gefördert wurde und in das Netzwerk „Virtuelles Alpenobservatorium“ eingebettet ist. Die folgenden Kapitel geben einen Überblick über die konkrete Fragestellung, Zielsetzung und Aufbau der vorliegenden Arbeit sowie die angewandte Methodik und den aktuellen Stand der Forschung.

## 1.1 Zielsetzung und Aufbau der Arbeit

Das Virtuelle Alpenobservatorium (VAO) ist ein internationales Netzwerk in den Alpen, im Rahmen dessen wissenschaftliche Fragestellungen im Kontext des Klimawandels in den Systemen Atmosphäre, Biosphäre, Hydrosphäre, Kryosphäre und

Gesundheit grenzübergreifend bearbeitet werden (StMUV 2017). Insbesondere sollen die Forschungsaktivitäten der alpinen Höhenforschungsstationen im Alpenraum durch dieses Netzwerk gebündelt werden (UFS 2021). Das VAO ist in fünf Arbeitspakete mit unterschiedlichen Forschungsschwerpunkten gegliedert, welche wiederum mehrere F&E-Teilprojekte beinhalten. Diese sollen die Klimaforschung in den Alpen grenzüberschreitend und auf Basis vergleichbarer Daten vorantreiben (BayFOR 2020). Das Thema der vorliegenden Arbeit entspringt aus dem Arbeitspaket III mit dem Schwerpunktthema „Alpiner Wasserhaushalt“ und ist in das Teilprojekt III/01 „Klimawandel und die Wasserbilanz in Hochgebirgsregionen - Änderungen in lokalem Niederschlag, Schneerücklagen und Gletschervolumen, Schmelzprozessen und Abflussanteilen im nordalpinen Zugspitzgebiet und im zentralalpinen Sonnblickbereich“ eingegliedert.

**Das Ziel dieser Dissertation besteht darin, die begrenzten Kenntnisse der Hochgebirgshydrologie durch die Auswertung von erhobenen Messdaten aus Feldarbeiten und einem innovativen Monitoringprogramm am Zugspitzplatt zu erweitern und den Wasserhaushalt im alpinen Kopfeinzugsgebiet der Partnach zu quantifizieren.**

Die Kernfragestellungen der vorliegenden Arbeit konzentrieren sich auf folgende Punkte und bilden den inhaltlichen Leitfaden dieser Dissertation:

1. Die für die Hydrologie des Untersuchungsgebiets relevanten Kenntnisse sollen aus vorangehenden Studien, wissenschaftlicher Literatur und geohydrologischen Voruntersuchungen zum Abfluss ausgewertet und zusammengetragen werden.
2. Die für die Wasserbilanz im Zugspitzgebiet wichtigen Eingangsgrößen und Wasserflüsse sollen erfasst und hydrologische Daten aufbereitet werden.
3. Vorhandene Messreihen auf Basis innovativer Monitoringskonzepte sollen für die Wasserbilanzierung des Einzugsgebiets der Partnach plausibilitätsgeprüft, ausgewertet und darauf aufbauend der Wasserhaushalt auf dem Zugspitzplatt abgeschätzt werden.
4. Wasserhaushaltskomponenten sollen quantitativ abgetrennt und der Abflussprozess vom Zugspitzplatt bis zur Partnachquelle mittels natürlicher Umwelttracer untersucht werden.

Zu Erreichung der Zielsetzung und Beantwortung der Fragestellungen folgt die inhaltliche Gliederung dieser Arbeit einem chronologischen Aufbau. Nach der Einleitung wird ein kurzer Überblick über den Forschungsstand gegeben, welcher

vertiefend in das zweite Kapitel bei der Beschreibung des Untersuchungsgebiets am Zugspitzplatt einfließt. Dabei wird insbesondere das Augenmerk auf Geomorphologie, Klima, Böden, Verwitterungsprozesse, vorangehende geohydrologische Untersuchungen und die Gletscher am Zugspitzplatt gelegt. Diese grundlegenden LiteratURAUSWERTUNGEN bilden das Fundament, worauf die eigenen Erhebungen und Aufbereitungen klimahydrologischer und schneehydrologischer Messdaten aufbauen. Daran anschließend folgt in Kap. 4 eine einfache statistische Auswertung und quantitative Berechnung von Fest- und Flüssigniederschlagsmengen sowie Abflussmengen, welche durch die Aufstellung einer Wasserbilanzabschätzung abgerundet werden. Für ein besseres Verständnis der Abflussgenese und des Abflussprozesses werden zunächst in Kap. 5 die geohydrologischen Gebietseigenschaften und das Speicherverhalten des Karstsystems mittels Betrachtung von Trockenwetterabflüssen eruiert. Die Interpretation des Abflussverhaltens und die quantitative Trennung von Abflusskomponenten wird in Kap. 6 vertiefend untersucht. Für die Betrachtung der Wasserkompartimente, welche zum Gesamtabfluss beitragen, kommt hierbei der Verwendung natürlicher Umwelttracer eine besondere Bedeutung zu. Abschließend werden die Ergebnisse vergleichend evaluiert, die angewandte Methodik kritisch hinterfragt und diskutiert, worauf gründend auf methodische Unsicherheiten hingedeutet wird, die als zu beachtende Vorschläge für weitergehende Forschungen im Arbeitsfeld der hochalpinen Tracerhydrologie mit natürlichen Markierungsstoffen aufgefasst werden können.

Diese Arbeit soll einen Beitrag leisten, die Hydrologie eines hochalpinen Raums und den Prozess der Abflussgenese besser zu verstehen. Um die räumliche und zeitliche Variabilität von meteorologischen Einflüssen zur erklären, steht ein räumlich dichtes Messnetzwerk über einen großen Höhengradienten zur Verfügung, mit dem Messdaten in einer hohen zeitlichen Auflösung aufgezeichnet werden. Die Arbeit verfolgt das Ziel, den defizitären Forschungsstand der Hochgebirgs hydrologie in den mittleren Breiten durch die genaue Untersuchung eines kleinen Einzugsgebiets am Beispiel des Zugspitzgebiets zu ergänzen.

## 1.2 Stand der Forschung

Obwohl genaueres Wissen über die Abflussgenese in Bergen für die nachhaltige Gewässerbewirtschaftung und Planung von Wasserressourcen besonders wichtig ist, hängt der Fortschritt in Bezug auf diese Frage anderen Bereichen der hydrologischen Forschungen hinterher (Kundzewics, Kraemer 1998, zit. in: Vivenzio et al. 2007, S. 1;

Rodda 1994). Die Messausstattung in Gebirgsregionen fällt spärlich aus (Bernhardt et al. 2018; De Jong et al. 2005, Konzelmann et al. 2007), obwohl dieser Raum orografisch bedingt eine sehr starke räumliche Heterogenität in hydrologischen, meteorologischen und klimatologischen Belangen abbildet (Wehren et al. 2009). Zudem sind die Messbedingungen für Niederschläge in den Hochlagen schwieriger und mit mehr Fehlern behaftet (Sevruk, Kirchhofer 1992). Aufgrund der niedrigen Temperaturen bilden Festniederschläge einen hohen Anteil am Gesamtjahresniederschlag, die sich trotz Windschilden an den wägenden Pluviometern nur unpräzise erfassen lassen. Die hohe topografische Variabilität äußert sich zudem in den stark unterschiedlichen Schneeeigenschaften und Schneemächtigkeiten und nicht zuletzt wird die Bestimmung des Wasseräquivalents durch Wiederverlagerungsprozesse beispielsweise durch Winddrift oder Lawinen, aber auch durch gasförmige Gewinne und Verluste, zu einer Herausforderung (Kerr et al. 2013; Kirchner et al. 2014; López-Moreno et al. 2013; MacDonald et al. 2010). Außerdem führen der starke Höhengradient in Hochgebirgen, variierende Expositionsbedingungen und Hangneigungen zu komplexen Schmelzvorgängen. Der Schmelzwasseranteil im Abfluss und die Bestimmung weiterer Wasserkomponenten lassen sich durch einfache Hydrographenseparationen durch die Herannahme von Tracern abschätzen. Eine Vielzahl an Studien beschäftigte sich mit der Trennung von Wasserkomponenten im Gesamtabfluss (u. a. Ladouce et al. 2001; MacDonald et al. 2010; Wels et al. 1991) und wenige Studien deuten auf die Schwierigkeit der Wasserkomponententrennung in Hochgebirgsflüssen hin (Schmieder et al. 2016).

Die geologischen und geomorphologischen Bedingungen auf dem Zugspitzplatt ermöglichen es, den Gesamtabfluss des Einzugsgebiets des Partnach-Ursprungs durch Messung des Abflusses an einer Pegelstation sehr genau zu erfassen. 1980 wurden von Wrobel die ersten tracerhydrologischen Untersuchungen zu Fließzeiten im Karst durchgeführt und später die Fließrichtungen im Gebiet von Wetzel (2004a) sowie Rappl et al. (2010) mit hoher Genauigkeit ergänzend untersucht. Eine Herausforderung dagegen stellt die Erfassung des Niederschlags auf dem Zugspitzplatt dar, denn die hohe räumliche Heterogenität von Niederschlagsmuster und das starke Gefälle lassen neben technischen Erfassungsgenauigkeiten die Gesamtniederschlagsmengen im Einzugsgebiet nur grob abschätzen.

Auf aktuelle Studien und Forschungsergebnisse wird im nachfolgenden Kapitel bei der Beschreibung des Untersuchungsraums Bezug genommen, worauf die eigenen Forschungen aufbauen. Die Vorkenntnisse aus früheren Studien zu Klima, Geologie und Hydrogeologie an der Zugspitze bilden die Basis für Interpretation der Ergebnisse der Abflussanalysen und der quantitativen Abflusskomponentenseparierung.

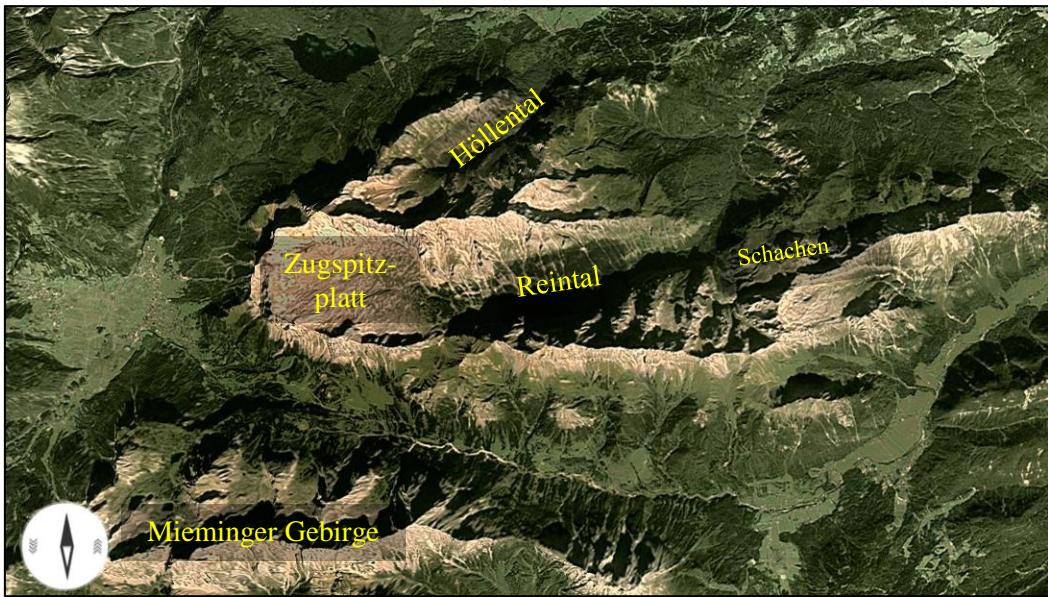
## 2 Das Untersuchungsgebiet am Zugspitzplatt

Das Untersuchungsgebiet beschränkt sich auf das Einzugsgebiet des Quellflusses Partnach und befindet sich im äußersten Süden Deutschlands unweit der Stadt Garmisch-Partenkirchen in einem Teilraum der Bayerischen Kalkalpen, dem Wettersteingebirge. Das Gebiet umfasst den westlichen Teil des Wettersteingebirges, das Zugspitzplatt, die Zugspitze als höchste Erhebung sowie den Talschluss des nach Osten offenen Reintals. Dort im Talschluss entspringt die Partnach, deren Hauptgerinne ein Tributär der Loisach ist. Durch das Loisachtal fließt die Loisach weiter ins Alpenvorland und entwässert schließlich über die Isar und Donau ins Schwarze Meer.

In den folgenden Unterpunkten werden die Lage sowie die physiografischen Eigenschaften des Naturraums des Untersuchungsgebiets beschrieben, welche für das Verständnis der Abflussgenese und des Abflussverhaltens des Vorfluters wichtig sind. Neben den klimatischen Bedingungen und den vorhandenen Gletschern werden unter hydrologischen Gesichtspunkten auch die geologische und morphologische Zusammensetzung des Gesteins, das Relief, die Böden und die Vegetation betrachtet, die Einfluss auf die Verwitterung und die physikalisch-chemischen Eigenschaften des Wassers haben.

### 2.1 Geografische Lage des Zugspitzplatts und des Reintals

Das Wettersteingebirge verläuft in Ost-West-Richtung in etwa parallel zur im Süden gelegenen Mieminger Kette. Diese beiden Hochgebirgsgruppen liegen zwischen dem Talkessel von Garmisch im Norden und der Inntalfurche im Süden (Miller 1962b, S. 1). Vom höchsten Kulminationspunkt, der Zugspitze (2.962 m) im Westen, verlaufen drei Gebirgskämme im Wettersteingebirge und schließen das Höllental im Norden und das Zugspitzplatt mit dem angrenzenden Reintal im Süden dazwischen ein (vgl. Abb. 2).

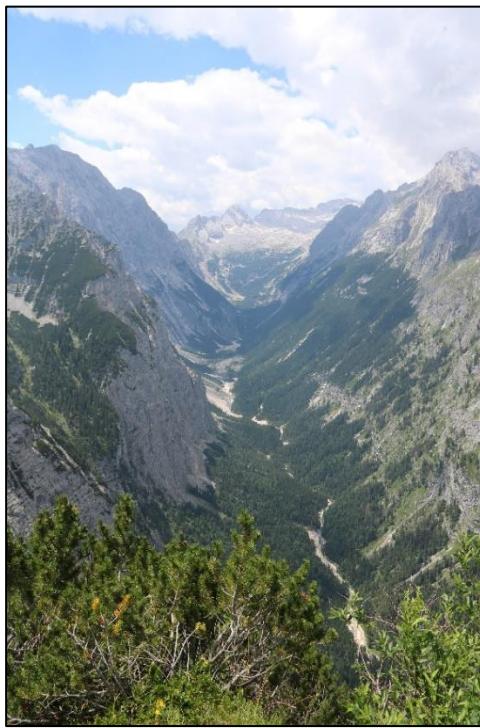


**Abb. 2: Das Wettersteingebirge und das Mieminger Gebirge.**

Quelle: Eigene Bearbeitung mit Kartengrundlage von Melown Technologies SE (2019).

Im Höllental, zwischen dem nördlich gelegenem Waxensteinkamm und dem südlichen Jubiläumsgrat, liegt der Gletscher Höllentalferner, dessen Schmelzwasser über den Hammersbach abfließt. Die Partnach fließt im Reintal zwischen Jubiläumsgrat und Wettersteinhauptkamm und wird u. a. aus dem Schmelzwasser des Zugspitzplatts gespeist.

Die Reintalsynklinale im Süden ist eine Großmuldenstruktur, welche ab dem Schachen ausschließlich in der Wetterstein-Formation verläuft (LfU 2017b, S. 120) und durch die eiszeitlich ausgeräumte U-Formung des Reintals gut kenntlich ist (vgl. Abb. 3). Die beiden Triasmulden, nämlich die Reintalmulde im Süden und die Wettersteinhauptmulde im Norden, werden durch einen ausgeprägten Sattel getrennt, dessen Kern dem Zugspitz-Graifkopf-Grat folgt (Miller 1962b, S. 79). Das Reintal befindet sich in einer tektonischen Mulde, deren Achse nach Heißel (1953, S. 116) nach Ostsüdosten absteigt. Im Westen grenzt das Tal an eine Steilstufe des Zugspitzplatts. Im Norden begrenzen die Grate der Äußeren Höllentalspitze, des Hochblassens, des Hohen Gaifs, des Mauerschartenkopfs sowie des Hohen Gaifkopfs das Trogtal, im Süden die Bergkämme des Hohen Kamms, des Hochwanners und des Hinterreintalschrofens (Heckmann 2006), deren Grate im Süden zugleich die bayerisch-tirolerische Landesgrenze bilden.

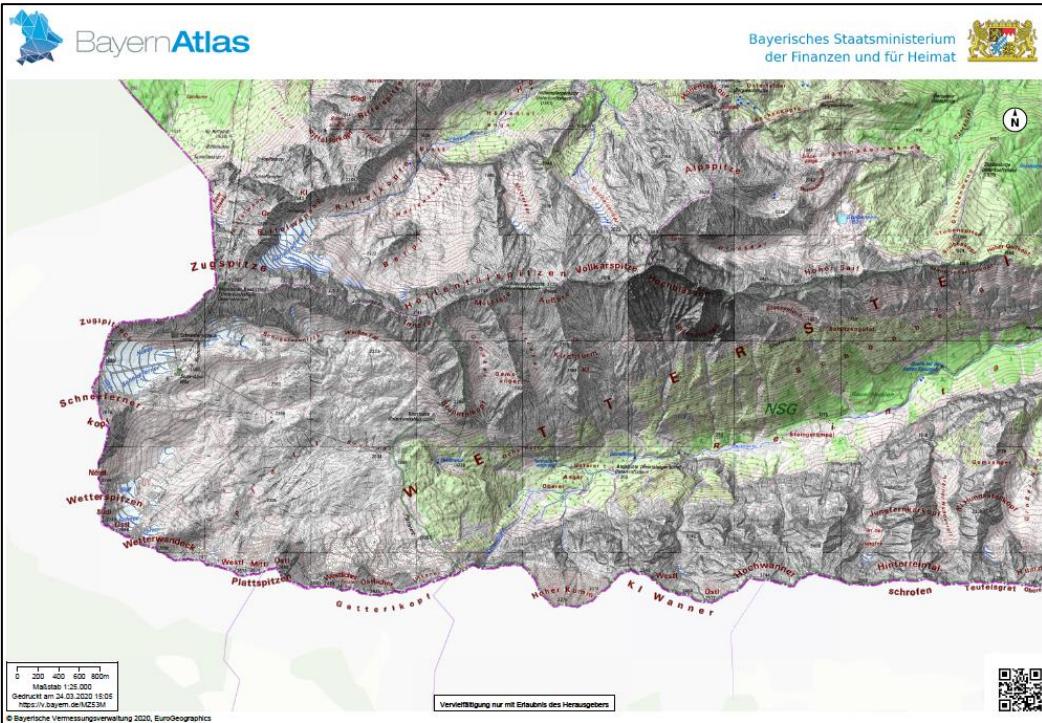


**Abb. 3: Der Südteil des Wettersteingebirges mit Blick auf das Reintal und das Zugspitzplatt.**

Quelle: Eigene Aufnahme am 08. Juli 2017.

In Abb. 3 sind im unteren Bereich die West-Ost-ziehende Reintal-Muldenstruktur zu erkennen, im rechten Bildbereich der steil aushebende Muldennordflügel zusammen mit dem Höllentalspitzkamm, welcher im Gipfel der Zugspitze endet und im linken Bereich der Südflügel der Mulde, der Hochwannerkamm. Am Talschlussende ist die hochgelegene Karstfläche des Zugspitzplatts erkennbar, welche von einer Gebirgskette umrandet wird.

Das Untersuchungsgebiet beschränkt sich auf das Einzugsgebiet der Partnach, welche den Talschluss des Reintals und im Wesentlichen das Zugspitzplatt umfasst. Die Einzugsgebietsgrenze der Partnachquelle verläuft entlang mehrerer Gipfel (u. a. Jubiläumsgrat, Zugspitze und Schneefernerkopf) um das Zugspitzplatt, welches der kreisförmigen geologischen Struktur folgt (vgl. Abb. 4). Das Einzugsgebiet ist nach Osten in Richtung des angrenzenden Reintals hufeisenförmig geöffnet und kann dort nach Wetzel (2004a, S. 173 f.) nicht eindeutig anhand der Oberflächentopografie abgegrenzt werden. Hier bilden von Süden nach Norden und Südwesten nach Nordosten verlaufende Störungslinien die hydrogeologische Einzugsgebietsgrenze. Im Kreuzungspunkt dieser Verwerfungen befindet sich auf einer Höhe von ca. 1.440 m ü. NHN der Partnach-Ursprung. Die Höhenlage und Verortung lässt sich direkt anhand der Ausschnittskarte aus dem BayernAtlas der Bayerischen Vermessungsverwaltung nachvollziehen (vgl. Abb. 4).



**Abb. 4: Zugspitzplatt und Reintal im Wettersteingebirge.**

Quelle: Bayerische Vermessungsverwaltung (2020).

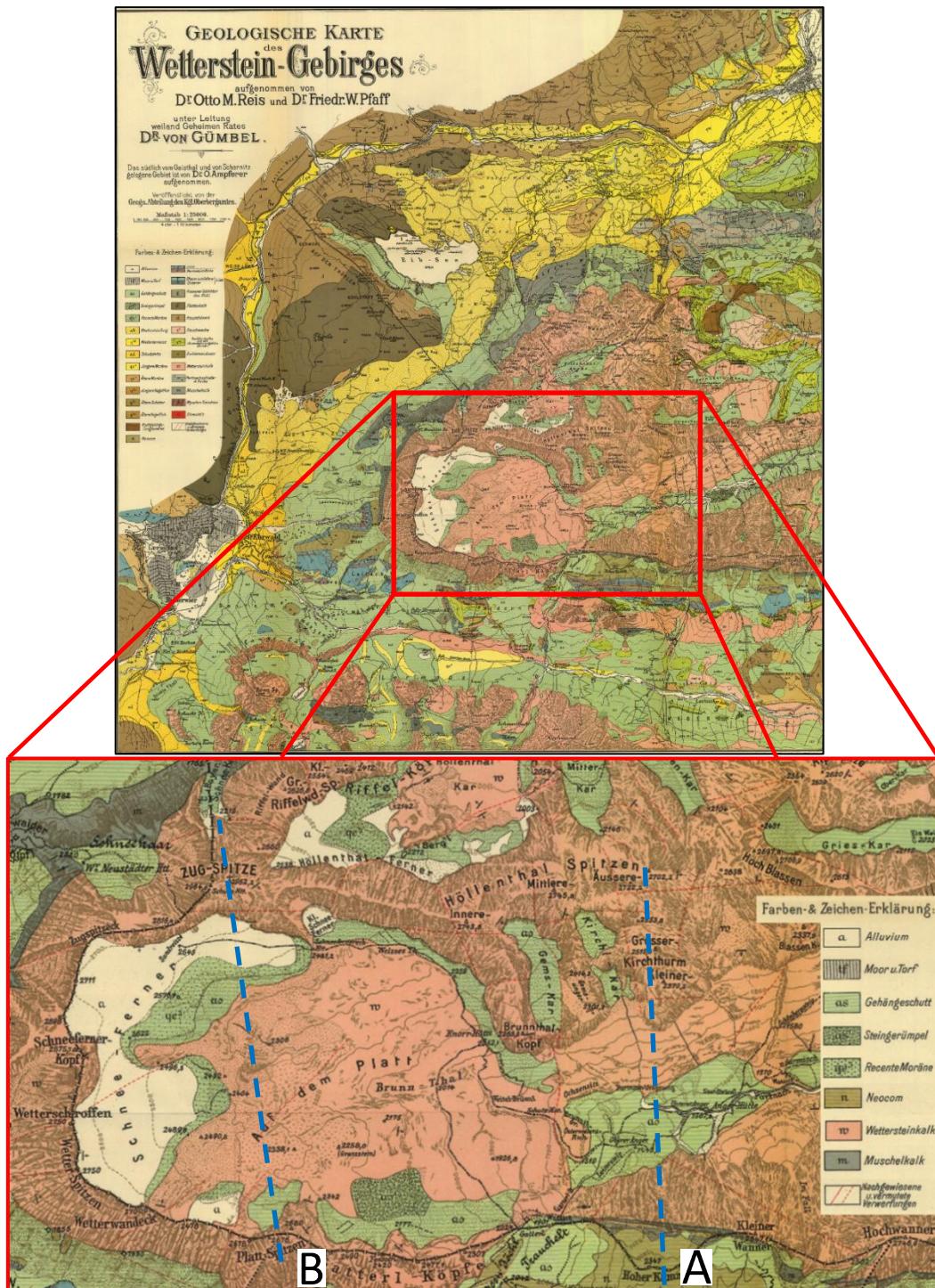
Der zentrale höher gelegene Bereich des Einzugsgebiets, das sogenannte Zugspitzplatt, befindet sich im Zentrum der geologischen Synklinale und hat nach Wetzel (2004a, S. 174) eine relativ ebene nach Osten abfallende Oberfläche mit einer Neigung von ungefähr  $13^{\circ}$ , welche von den Gipfeln und Kämmen der umgebenden Bergketten um teilweise einige hundert Meter überragt wird. Dieser Bereich ist durch fortschreitende Verwitterungsprozesse stark verkarstet und von Klüften und Hohlräumen durchzogen (Wrobel 1980, S. 2). Im Osten führt eine steile Stufe zum Talboden des Reintals mit der Partnach. Die Quelle der Partnach, der Partnach-Ursprung, ist eine der größten Karstquellen in den Bayerischen Alpen (LfU 2016a, S. 5), und deren Einzugsgebiet, das Zugspitzplatt, zugleich das höchstgelegene Karstgebiet Deutschlands (Götz, Schrott 2010, S. 50).

## 2.2 Geologie und Geomorphologie des Wettersteingebirges

Das in die Lechtaldecke eingegliederte Wettersteingebirge ist recht einheitlich aus Gesteinsserien der Alpinen Trias aufgebaut, wobei alpiner Muschelkalk und Partnachschichten den Sockel bilden und mit Wettersteinkalk als Gipfelbildner überlagert sind. Jedoch treten im Wettersteingebirge nach Tollmann (1976, S. 52) auffällige Störungen der Längsstruktur der Lechtaldecke infolge des tektonischen

Drucks auf. Nach derzeitigem Kenntnisstand (LfU 2017b) sind diese Störungen durch einen sekundären Südschub entstanden (Heller, Nieder 1932; Miller 1962a, S. 409; Miller 1963, S. 306; Reis, Pfaff 1911) und nicht, wie auch vermutet, durch einen Westschub (Heißel 1953, S. 116; Leuchs 1930). Der Westteil des Wettersteingebirges bildet eine flache, zu den umliegenden Schichten weit herausgehobene Mulde (Becke 1983, S. 322), das Zugspitzplatt, welches einen Teil der nach Westen ansteigenden geologischen Synklinale bildet (Ampferer 1912; Leuchs 1930). Dieses wird durch kreisförmige Bergketten im Westen umrandet und besteht mit der Zugspitze aus Wettersteinkalk (Tollmann 1976, S. 147; Wrobel 1980, S. 2). Südlich grenzt an den mächtigen Gebirgsstock des Wettersteins die Jungschichtenzone, die sogenannte Puitentalzone, an und daran anschließend das Mieminger Gebirge (Becke 1983, S. 323).

Die oberflächennahen Gesteinsschichten des Zugspitzplatts und des Reintalabschlusses bestehen aus Wettersteinkalk, welcher teilweise durch Hangschutt, Felssturzmassen und holozäne Moränenablagerungen überlagert wird, wie folgende Karte und Profiltafelausschnitte (Abb. 5 und Abb. 6) erkennen lassen. Anzumerken ist zu der von Reis und Pfaff (1911) erstellten Karte (vgl. Abb. 5) die eingezeichnete Größe des Schneefernergletschers, welcher zu deren Zeit noch weite Bereiche des oberen Zugspitzplatts bedeckte und noch eine zusammenhängende Eismasse bildete. Zwar ist die Darstellung von Gletscherfeldern in Karten nach Erfahrungen von Hirtlreiter (1992, S. 14 f.) vorsichtig zu interpretieren, da die Gletschergrenzen aufgrund von Schneefeldern auf Gletschern von manchen Autoren nicht genau bestimmt werden. Dennoch stimmt die Einzeichnung von Reis und Pfaff (1911) recht gut mit den Kartenauswertungen von Hirtlreiter (1992, S. 64) überein, wonach sich die beiden Teilgletscher Südlicher und Nördlicher Schneeferner erst etwa um das Jahr 1900 getrennt haben. Eine Beschreibung zu den glazialen Entwicklungen folgt in Kap. 2.7.



**Abb. 5:** Ausschnitt aus geologischer Karte des Wettersteingebirges mit eingezeichnetem Verlauf der Profilschnitte (blau gestrichelte Linien) A und B.

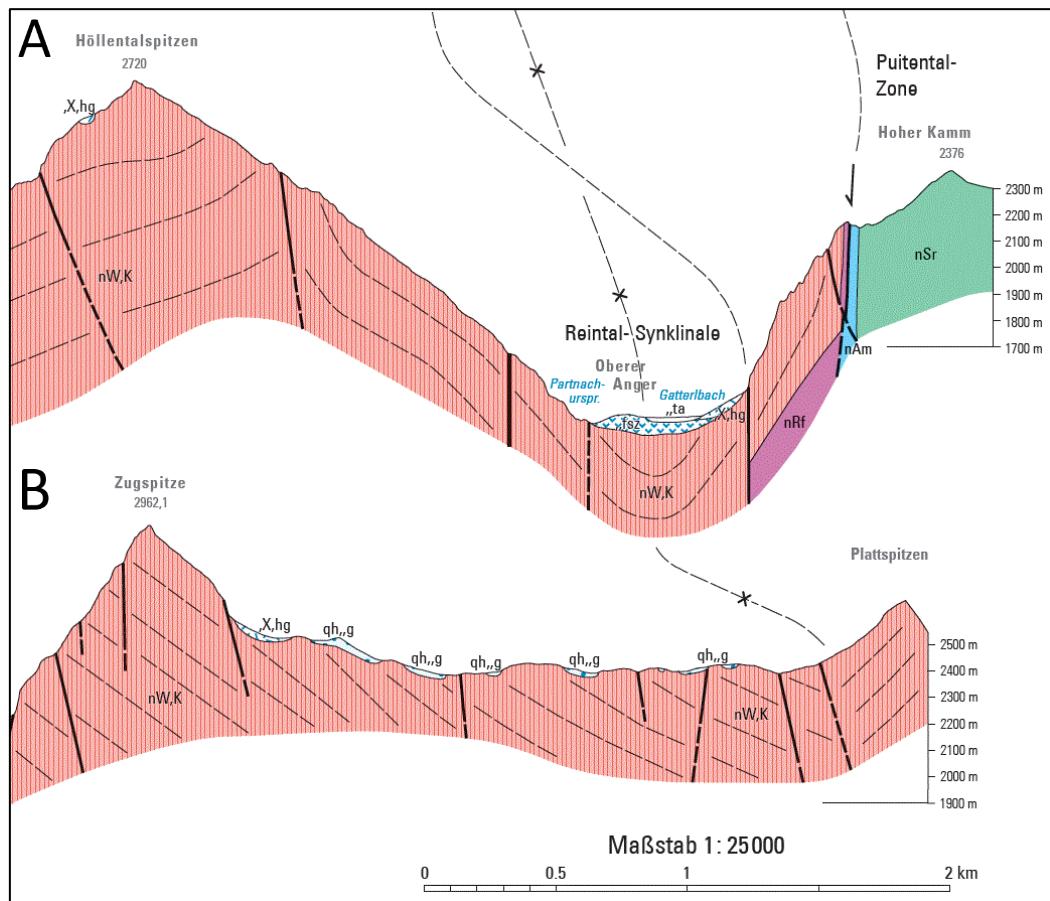
Quelle: Verändert nach Reis und Pfaff (1911).

Der im Ober- bis Mitteltrias entstandene Wettersteinkalk (nW, K) besteht aus gelblichweißem bis hellgrauem Kalkstein aus Lagunen- und Riffazies, der gut gebankt und meist dickbankig bis massig in Erscheinung tritt (vgl. Abb. 6; LfU 2017a, S. 16; 2017b). Der Wetterstein-Kalkstein ist etwa 600 bis 800 m mächtig (Knauer 1933,

S. 25 f.; Miller 1962a) und weist an der Oberfläche starke Verkarstungerscheinungen auf.

Vor allem in den Randbereichen des Platts ist der Wettersteinkalk mit darüber liegenden pleistozänen bis holozänen Felssturzmassen (fsz) bedeckt, die sich aus bis zu ca. 5m großen Blöcken, sowie Steinen und Sanden zusammensetzen, während das Spektrum der ähnlich alten Hangschuttmassen (X, hg), die häufig als Schuttkegel auftreten, eher kiesig, wechselnd lehmig bis steinig und blockig ist (vgl. Profilquerschnitt B der Abb. 6). Ähnliche Zusammensetzungen weist die polygenetische Talfüllung (ta) des Reintals, dargestellt im Profilquerschnitt A der Abb. 6, im Bereich des oberen Angers auf (LfU 2017b).

Der ebenfalls im Gebiet, vor allem auf dem Zugspitzplatt, abgelagerte Geschiebemergel bzw. Till der Moränen aus dem Holozän (qh, g) ist in der Komposition schluffig, sandig, kiesig bis blockig und teilweise als Lokalmoränen vorzufinden.

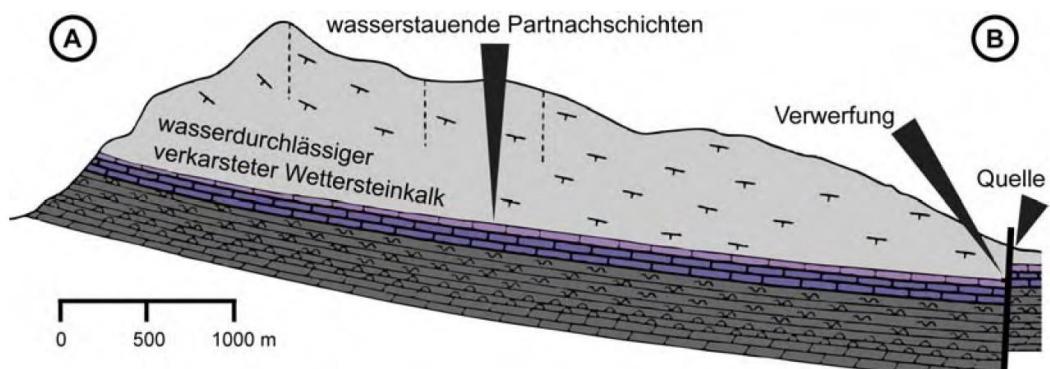


**Abb. 6: Profiltafel Zugspitzplatt und Oberer Anger im Reintal.** Ausschnitt aus der Profiltafel zu den geologischen Karten 8531/8631 Zugspitze und 8532/8632 Garmisch-Partenkirchen.

Quelle: Verändert nach Bayerisches Landesamt für Umwelt (2017b).

Das Sedimentgestein Wettersteinkalk besteht aus sehr reinem Kalkstein und weist nach Zöttl (1951, S. 12) einen  $\text{CaCO}_3$ -Gehalt von 96 bis 99 % auf. Ähnliche Ergebnisse liefert Hüttl (1999, S. 17), die einen mittleren  $\text{CaCO}_3$ -Gehalt von 95,6 % und einen  $\text{MgCO}_3$ -Gehalt von 2,4 % ermittelt hat. Auch wird in einer Publikation des LfU (2016b, S. 4) der Wettersteinkalk als sehr reiner Kalkstein mit bis zu 1.500 m mächtigen Schichten beschrieben, wo auch in kleineren Bereichen magnesiumreicher Wettersteindolomit auftreten kann.

Der darunterliegende mergelige triassische Tonmergel, die sogenannten Partnachschichten, hat eine Dicke von ca. 300 bis 400 m (LfU 2017b), besitzt sehr geringe hydraulische Durchlässigkeiten und wirkt daher als Aquiclude. Diese wasserstauenden Eigenschaften lassen das Gebiet unterirdisch dem Relief folgend Richtung Osten entwässern. Durch die von Nord nach Süd verlaufende Verwerfung wird das unterirdische Karstwasser durch nachfließendes Wasser nach oben gedrückt und gelangt über die Quelle in der Störungslinie an die Erdoberfläche. In Abb. 7 ist schematisch die Bruchlinie eingezeichnet, wo der mächtige Karststock des Zugspitzplatts im Westen um einige Zehnermeter geologisch abgesenkt wurde (Wetzel et al. 2021), wodurch das Wasser zum Aufstieg gezwungen wird.



**Abb. 7: Geologischer Profilquerschnitt durch das Zugspitzplatt.** Das Profil geht geradlinig durch das Zugspitzplatt vom Schneefernerkopfmassiv im Westen (Punkt A) Richtung Partnach-Ursprung im Osten (Punkt B).

Quelle: Götz und Schrott (2010, S. 51) verändert nach Wetzel (2004a, S. 175).

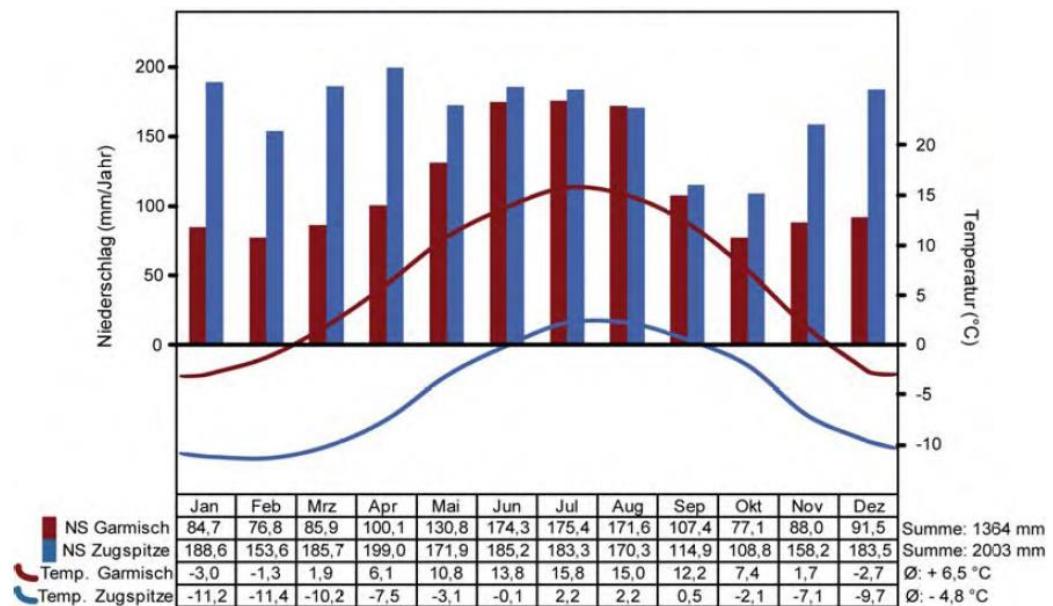
Die Auswirkungen der geologischen Randbedingungen auf die Fließwege und das Einzugsgebiet der Partnach werden in Kap. 2.6 erläutert.

## 2.3 Klima

Die Auswertungen von mittleren jährlichen Niederschlägen im Zeitraum von 1971 bis 2008 lassen Isotta et al. (2013, S. 1669 f.) insbesondere eine langstreckte feuchtere Zone in den nördlichen Kalkalpen erkennen. Langjährige Wetterbeobachtungen stammen von der Bergwetterwarte Zugspitze auf 2.960 m ü. NHN, wo seit Juli 1900 fast ununterbrochen die meteorologischen Messreihen durch den deutschen Wetterdienst (DWD) aufgezeichnet werden (DWD 2014). Aufgrund der Exposition gegenüber regenführenden Winden aus Nordwesten erhält das Gebiet nach Angaben des DWD-Observatoriums auf der Zugspitze für den Zeitraum 1961 bis 1990 jährlich etwas mehr als 2.000 mm Niederschlag (Müller-Westermeier 1996). Die Durchschnittstemperatur dieses Zeitraums betrug -2,8 °C mit Extremen von 17,6 °C und -32,7 °C und ist als typisches Hochgebirgsklima einzustufen. Schneefall kann das ganze Jahr hindurch auftreten, wobei insbesondere während der Wintersaison von Oktober bis Ende April feste Niederschläge dominieren. Bis 2013 betrug nach dem Deutschen Wetterdienst (2014) am 26. April 1980 die höchste Schneehöhe 780 cm. Die höchste Neuschneehöhe von 150 cm konnte am 24. März 2004 aufgezeichnet werden. In tieferen Lagen des Zugspitzplatts beginnt die Schneeschmelze bereits im April. Ab Mai folgt oftmals die Schneeschmelze auf dem gesamten Zugspitzplatt, die in der Regel Mitte Juni ihr Maximum erreicht und üblicherweise bis Juli andauert. Typischerweise sind die meisten Teile des Einzugsgebiets Ende Juli schneefrei. Im Spätsommer bzw. Herbst lassen sich Hydrographen der schmelzenden vergletscherten Gebiete an der Partnachquelle aufzeichnen. Zudem können während der Sommersaison schwere Gewitter mit hohen Niederschlagsmengen sowie langanhaltende intensive Niederschlagsereignisse auftreten. Die höchste tägliche Niederschlagsmenge in 24 Stunden erreichte am 21. Mai 1999 an der Bergwetterwarte 133,9 mm (DWD 2014) und im August 2005 verursachte ein lang anhaltender starker Niederschlag von mehr als 230 mm, gemessen an der Pegelstation an der Partnach, eine außergewöhnliche Hochwassersituation.

Abb. 8 zeigt ein Klimadiagramm der Messstation Zugspitze auf 2.962 m ü. NHN sowie der am Rande des Wettersteingebirges liegenden Messstation Garmisch-Partenkirchen auf 719 m ü. NHN für den Zeitraum 1961 bis 1990. Trotz der geringen Distanz der beiden Messstation voneinander von rund 10 km beträgt der vertikale Höhenunterschied 2.243 m. Dementsprechend unterscheiden sich die Niederschlagsmengen und Temperaturverhältnisse der beiden Messstationen stark. Während durchweg hohe Niederschlagsmengen auf der Zugspitze im Winter aufgezeichnet werden, ist an der Talstation in Garmisch-Partenkirchen ein ausgeprägtes Sommermaximum erkennbar.

Nach Häckel (2016, S. 155) sind diese sommerlichen Regenmengen auf die Stauwirkung der Alpen verbunden mit einem Auftreten von häufigen Gewitterschauern zurückzuführen.



**Abb. 8: Klimadiagramme der Stationen Garmisch-Partenkirchen (719 m ü. NHN) und Zugspitze (2.962 m ü. NHN).** Die Daten beruhen auf den mittleren Monatssummen der Niederschlagshöhen und den Mittelwerten der Temperatur in 2 m Höhe des DWD für den Zeitraum 1961 bis 1990.

Quelle: Götz und Schrott (2010, S. 12).

Mit zunehmender Höhe über NHN steigt die jährliche Gesamtniederschlagsmenge von rund 1.350 mm in Garmisch-Partenkirchen auf über 2.000 mm auf der Zugspitze an. Dahingegen sinkt die jährliche Durchschnittstemperatur von 6,5 °C in Garmisch-Partenkirchen auf -4,8 °C auf der Zugspitze, wodurch feste Niederschläge einen größeren Anteil der Gesamtniederschlagsmenge einnehmen. Die Schneefälle in den Hochlagen bedecken das gesamte Zugspitzplatt unter einer Schneedecke und lassen diese auf mehrere Meter anwachsen (Abb. 9).



**Abb. 9: Schneedecke auf dem Zugspitzplatt.** Langanhaltende Schneefälle lassen mächtige zusammenhängende Schneedecken entstehen, die bis in den Sommer die Partnach mit Schmelzwasser versorgen. An den steilen Hängen der Plattumrandung führen häufig auftretende Lawinenabgänge zu Schneeverlagerungen.

Quelle: Eigene Aufnahme, April 2017.

Neben geringeren Einflüssen aus konvektiven Niederschlagsereignissen und zyklonalen Niederschlägen verursachen maßgeblich orografische Niederschlagsbildungsprozesse die höheren Niederschlagssummen im Zugspitzbereich im Vergleich zum nördlich gelegenen Alpenvorland (Baumgartner, Liebscher 1996, S. 119 f.; Fohrer et al. 2016, S. 48 f.). Durch die Bergmassive werden feuchte Luftmassen zum Aufstieg gezwungen und führen zu den sogenannten Stauniederschlägen, welche in Dauer und Intensität variieren können. Die hohen jährlichen Niederschläge führen insgesamt zu einer positiven Wasserbilanz und dementsprechend zu einem jährlichen Wasserüberschuss in diesen Regionen.

Die inneralpinen Bereiche fallen dagegen insgesamt trockner aus und deren Gesamtniederschlagsmengen sind nach Isotta et al. (2013, S. 1669 f.) mit den Niederschlagsmengen der angrenzenden Flachlandregionen vergleichbar.

## 2.4 Böden und Vegetation

Böden und Vegetationsbedeckung haben einen Einfluss auf den Wasserrückhalt im Gebiet und damit auf die Verdunstungsraten. Die hydraulischen Bodeneigenschaften werden maßgeblich durch das Gesamtporenvolumen, die Porengrößenverteilung sowie durch die Kontinuität der Poren bestimmt (Fohrer et al. 2016, S. 69). Für die Verdunstungsprozesse entscheidend ist neben dem Bodenwasservorrat und der Bodenart

auch das Vorhandensein von Pflanzenbewuchs. Dieser schöpft durch die Wasseraufnahme über Wurzeln und Wasserabgabe in die Atmosphäre über Blätter den Bodenwasservorrat effektiver und umfangreicher aus (Baumgartner, Liebscher 1996, S. 369 f.; Fohrer et al. 2016, S. 111). Eine Berücksichtigung der Boden- und Pflanzenvorkommen im Gebiet ist für die Interpretation der Verdunstung als Komponente des Wasserhaushalts im Einzugsgebiet neben den meteorologischen Parametern ein wichtiger Anhaltspunkt. Zudem beeinflussen Art und Mächtigkeit der Bodenbedeckung sowie die Vegetation über die Wurzelatmung sowie Huminstoffe das Kalklösungsvermögen von infiltrierendem Wasser. Der Gehalt an gelösten Mineralien des abfließenden Wassers wird in Kap. 6.2 für die Trennung von Abflusskomponenten verwendet.

Das Zugspitzplatt ist nach Wünsche (1997, zit. in: Hüttl 1999, S. 24) zu 52 % mit Gesteinsschutt bedeckt, 32 % werden von anstehendem Fels aufgebaut, deren Klasse Felsflächen mit Karstformen beinhaltet. In dem hohen prozentualen Anteil des Gesteinsschutts sind die Schutthalden der Plattumrahmung miteingerechnet. Nur 16 % des Platts sind mit Vegetation bewachsen bzw. werden von Böden eingenommen. Allerdings basiert diese Erhebung auf der Auswertung von topografischen Karten und Luftbildern und repräsentiert daher nur eine grobe Einschätzung der Boden- und Vegetationsbedeckung. Nach intensiven Feldarbeiten und Vegetationsaufnahmen im Zugspitzgebiet nehmen Korch et al. (2013, S. 91) einen deutlich höheren Vegetationsanteil an, da geringdeckende Gesellschaften, lückige Vegetationsformen oder initiale Bodenbildungsprozesse besonderes in der subnivalen Stufe durch Luftbildauswertungen schlicht schwer zu erfassen sind (Scheffer, Schachtschabel 2010).

Aufgrund seines alpinen Charakters sind die Böden des Zugspitzplatts nur wenig entwickelt und bestehen zu 25 % aus flächigen Rohböden und zu 75 % aus punktuellen Rohböden (Koch 2005). Nach Grashey-Jansen et al. (2014, S. 13) dominieren in der alpinen und subnivalen Stufe Skeletthumusböden bzw. flachgründige Leptosole (eutric Leptosols nach der World Reference Base for Soil Resources, abgekürzt WRB) und kalkhaltige Lockersyroseme bzw. Regosole (Eutric Regosol). Nur etwa 0,4 % der Bodentypen sind Rendzinen mit geringmächtigen Ah-Horizonten (Koch 2005; Küfmann 2003a). Im unteren Zugspitzplattbereich finden sich vereinzelt azonale Braunerden bzw. Cambisole, deren Entstehung auf einen seit dem Spätglazial stattfindenden Eintrag von Silikatstäuben aus den Zentralalpen zurückzuführen ist (Credner et al. 1998; Hüttl 1999; Korch et al. 2013; Küfmann 2003a; 2003b; 2006). Küfmann (2003a, S. 210 f.) kartierte zwischen 1.980 m und 2.200 m ü. NHN exotische Cambisole auf grobkörnigen Moränenresten und in kleinen Karstvertiefungen.

Insgesamt ändern sich die Anteile an Fels- und Schuttflächen sowie vegetationsbedeckten Flächen über die Geländehöhe und die Reliefneigung stark. So bedecken Schutthalden nach Hüttl (1999, S. 24) insbesondere die höhergelegenen Areale mit bis zu 72 % Bedeckungsgrad. Diese nehmen anteilmäßig zu den tiefergelegenen alpinen Stufen deutlich ab, während der Vegetationsanteil zunimmt. Neben der kürzeren Vegetationsperiode in den kühleren Hochlagen verhindern ebenso die ungünstigen Bedingungen durch fortlaufende geomorphologische Prozesse wie Schutt- und Geröllabgänge sowie Steinschläge in den steilen Hanglagen initialen Pflanzenwuchs.

Abb. 10 mit Blick auf das untere Zugspitzplatt lässt neben den nackten Karstoberflächen auch lückige Vegetationsdecken sowie dichte Rasenflächen erkennen. In den Hangbereichen der Plattumrandung erscheinen die weitgehend vegetationslosen Gesteinsschutthalten in den geomorphologisch aktiven Zonen besonders hell.

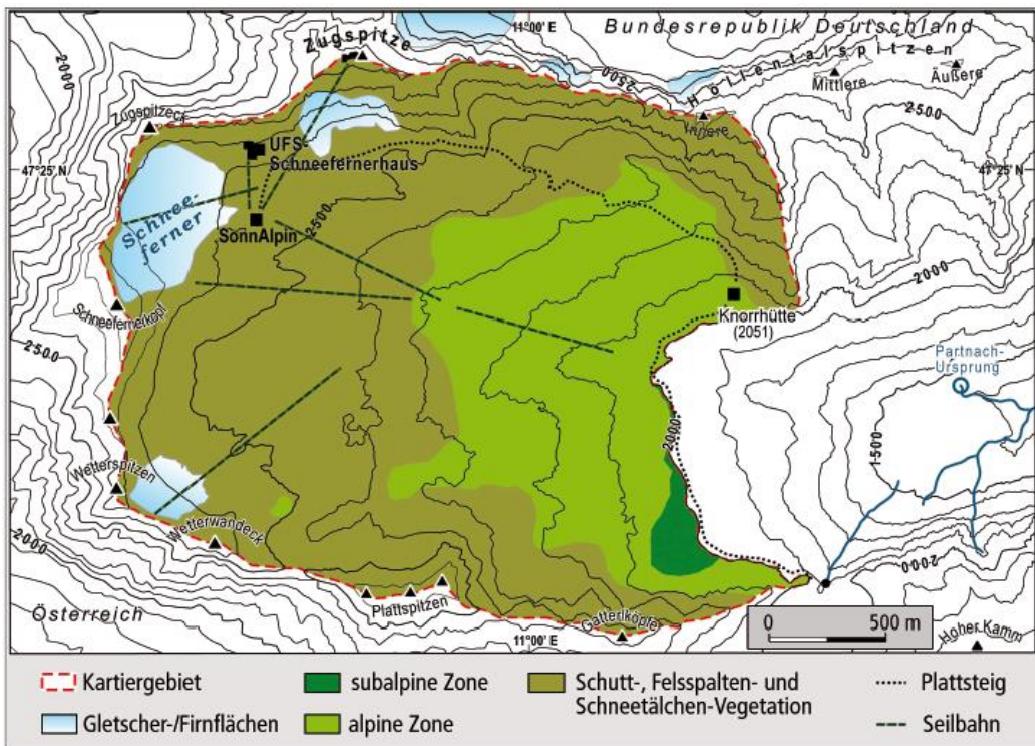


**Abb. 10: Vegetation am Zugspitzplatt.** Blick über das Brunntal Richtung Zugspitzgipfel und Jubiläumsgrat. In der alpinen Stufe bedecken teilweise flächig vorkommende Rasengesellschaften den anstehenden verkarsteten Wettersteinkalk.

Quelle: Eigene Aufnahme, Juli 2017.

Das Zugspitzplatt lässt sich nach Korch und Friedmann (2011/2012, S. 220 f.; 2016, S. 38) in drei vegetationsgeografische Höhenstufen untergliedern:

Die obere subalpine Stufe mit der Krummholzgrenze (bis ca. 2.100 m), die Stufe der alpinen Rasen (2.000 bis > 2.400 m) und die subnivale Stufe der Schutt-, Fels- und Schneebodengesellschaften (ab ca. 2.400 m). Diese sind in Abb. 11 grafisch verortet. Wie daraus ersichtlich wird, sind die einzelnen Vegetationsstufen nicht klar anhand der Höhenlinien abgrenzbar, sondern können durch mikroklimatische bzw. reliefabhängige Bedingungen von den gemittelten Höhengrenzen abweichen.



**Abb. 11: Vegetationsstufen auf dem Zugspitzplatt.**

Quelle: Korch et al. (2013, S. 36).

Im unteren Teil des Einzugsgebiets dominieren in der subalpinen Krummholzzone bis zu einer Höhe von 2.000 m ü. NHN Latschengebüsche, häufig verzahnt mit Zwerstrauchheiden und artenreichen Rasengesellschaften (Korch et al. 2013, S. 36). Die subalpine Stufe nimmt den flächenmäßig kleinsten Anteil auf dem Zugspitzplatt ein. In der unteren alpinen Stufe kommen Krummholz-Formationen nur noch vereinzelt vor. Die Böden bedecken unterhalb von Höhen von ca. 2.400 m ü. NHN alpine Rasen, zumeist Polsterseggenrasen und Borstgrasrasen, zum Teil flächendeckend zum Teil lückenhaft (Korch, Friedmann 2011/2012, S. 221). In der alpinen Stufe dominieren Rasengesellschaften, deren Wuchshöhe, Artenreichtum und Deckung mit zunehmender Höhe allgemein betrachtet abnehmen. Neben hauptsächlich Polsterseggen- und Borstgrasrasen treten nach Korch und Friedmann (2016, S. 39) Bürstlingsrasen auf, deren Ausbreitung durch anthropo-zoogene Beeinflussung infolge von Schafbeweidung begünstigt wurde. Einzelne Bereiche der alpinen Stufe sind stark durch anthropogene Aktivität gestört, insbesondere durch Pistenflächen des Skialpintourismus, und somit nach Korch et al. (2013, S. 91) weitgehend vegetationsfrei. An der Grenze zur subnivalen Stufe sind die einzelnen Rasengesellschaften nur noch fleckig verteilt anzutreffen.

Die subnivale Stufe im oberen Zugspitzplatt, welche maßgeblich der Stufe der Schutt-, Fels- und Schneebodengesellschaften entspricht, wird im Grenzbereich zur alpinen

Stufe zum Teil durch Spalierweiderasen charakterisiert (Korch, Friedmann 2016, S. 40). Feuchtere Mulden werden nach Korch und Friedmann (2016) von Vegetationsformen der Schneetälchen eingenommen. Auf den Schuttflächen sind Täschelkraut-Halden die flächenhaft am weitesten verbreitete Gesellschaft der subnivalen Stufe und in weniger aktiven Schuttflächen sind vermehrt auch Berglöwenzahn-Halden vorzufinden. In den Halden unter den Südabstürzen der Höllentalspitzen, so auch im Kirchturmgebiet oberhalb der Partnachquelle, dominieren nach Kartierungen des LfU im Jahre 1999 zu 80 % Schuttfluren und Blockhalden und zu einem geringen Anteil sind alpine Rasen und Schneebodenvegetationen vorzufinden.

Insgesamt nimmt die Phytodiversität nach Korch und Friedmann (2016) mit zunehmender Höhe ab, die Artenvielfalt der einzelnen Kartierungsflächen derselben Höhenstufe ist jedoch sehr variabel. Der Artenreichtum auf dem Zugspitzpatt wird einerseits durch den starken Höhengradienten begünstigt, andererseits bedingen die stark heterogenen Standortbedingungen bei gleicher Höhenlage eine entsprechend heterogene Vegetation. Die Artenvielfalt wird zudem zur basischen Pedogenese auf dem Wettersteinkalk durch kleinräumige Versauerungsprozesse gefördert, beispielsweise durch fortschreitende Entbasung, durch allochthone Glimmer-Einweihungen aus den Zentralalpen oder durch die Pflanzen selbst (Korch, Friedmann 2016, S. 42).

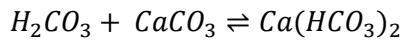
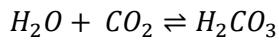
Insgesamt ist der Wasserrückhalt im Gebiet durch die geringmächtige Bodenauflage und Vegetationsbedeckung sowie die kurze Vegetationsperiode als eher gering einzustufen. Jedoch haben unterschiedliche Bodentypen sowie wechselnde Vegetationsbedeckungen durch Versauerungsprozesse direkten Einfluss auf die chemische Verwitterung und die Auflösungsrate des darunterliegenden Kalksteins (Hüttl 1999).

## 2.5 Verwitterungs- und Lösungsprozesse auf dem Zugspitzplatt

Das Prozessverständnis der Verwitterungsintensität ist eine wichtige Voraussetzung für die Interpretation der Schwankungen der im abfließenden Wasser gelösten Stoffe, anhand derer in Kap. 6.2 Wasserkomponenten verschiedener Wässer mit unterschiedlichen Stoffkonzentrationen voneinander quantitativ getrennt werden sollen.

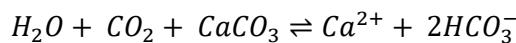
Aufgrund der Löslichkeit des Wettersteinkalkes ist über lange geologische Zeiträume im Untergrund und an der Oberfläche ein alpines Karstsystem entstanden (Goldscheider 2002; Götz, Schrott 2010, S. 59). Im Niederschlagswasser sind atmosphärische Gase wie Kohlenstoffdioxid ( $\text{CO}_2$ ) gelöst. Die dadurch entstehende Kohlensäure ( $\text{H}_2\text{CO}_3$ )

lässt im Wettersteinkalk mit einem hohen Calciumcarbonatgehalt ( $\text{CaCO}_3$ ) typische Karsterscheinungen entstehen. Diese chemisch reversible Reaktion der Kohlensäureverwitterung besteht dementsprechend aus mehreren chemisch-physikalischen Teilprozessen und lässt sich mit folgenden Lösungsgleichungen darstellen (Ahnert 2015, S. 74; Bögli 1978, S. 16 ff.):



Die Summengleichung der Kalklösung lautet damit:

### Gl. 1: Kohlensäureverwitterung



Die Mineralisation des Wassers ist maßgeblich ein Resultat des  $\text{CO}_2$ -Systems (Zötl 1974). Nach Prösl (1985, S. 240) sind dabei die saisonale Schwankung der  $\text{CO}_2$ -Produktion und die Löslichkeit, welche wiederum von der Temperatur und dem Partialdruck abhängt, die wichtigsten Faktoren. Nach Hüttl (1999, S. 85) hat der Huminsäuregehalt und der  $\text{CO}_2$ -Gehalt des Wassers in Karstsystemen eine ökologische, eine klimatologische sowie eine pedologische Komponente.

Die wasserchemischen Analysen von Regenniederschlag auf dem Zugspitzplatt ergaben nach Hüttl (1999, S. 69 ff.) einen mittleren  $\text{CO}_2$ -Gehalt von 4,2 mg/l bei einem pH-Wert von 5,5. Schneewasser aus frisch gefallenem Schnee enthielt mit 2,2 mg/l  $\text{CO}_2$  gut die Hälfte bei ähnlichem pH-Wert zwischen 5,2 und 5,5 (Hüttl 1999, S. 73). Küfmann (2013) hat die Lösung von Kalkstein unter Schnee im Untersuchungsgebiet untersucht und konnte zeigen, dass es sich um einen mehr oder weniger kontinuierlichen Prozess handelt, der hauptsächlich von der Chemie des Schmelzwassers beeinflusst wird. Durch den geringeren  $\text{CO}_2$ -Gehalt von Schmelzwasser ist die Kalkaufnahmekapazität vermindert und führt zu einer geringeren Aggressivität von Schneeschmelzwasser. Bei zunehmender Schneedecke und Verweildauer des Schnees führen gelegentliche Einweihungen von Kalkstaub oder anderen mineralischen und organischen Feinmaterialien (Hüttl 1999, S. 75) zu einer Veränderung des pH-Werts und zu einer Erhöhung des Karbonatgehalts, wodurch pH-Messergebnisse bei Altschnee im schwachsäuren Bereich zwischen 6,7 und 7 lagen. Neben den äolischen Kalkeinträgen nimmt das Luftvolumen während des Setzungsvorgangs der Schneedecke weiter ab, wodurch die  $\text{CO}_2$ -haltige Luft entweicht. Damit sinkt die Karbonatlösungsfähigkeit am Gesteinsuntergrund von Schmelzwasser aus Altschneedecken weiter. Während des Schmelzprozesses im Frühjahr sinkt der  $\text{CO}_2$ -Gehalt kontinuierlich, da  $\text{CO}_2$  in das Schmelzwasser diffundiert und aus der Schneedecke mit zunehmender

Schmelzwassermenge abgeführt wird. So konnte Hüttl (1999, S. 76) im April durchschnittlich 1,8 mg/l CO<sub>2</sub> in den Schneewasserproben messen und im Mai nur noch 1,28 mg/l. Durch den sinkenden Porengehalt ist eine Nachlieferung mit atmosphärischem CO<sub>2</sub> stark reduziert, wodurch Lösungsaggressivität von Schmelzwasser über die Zeit weiter herabgesetzt wird. In CO<sub>2</sub>-armen Schneeprofilen kommt nach Hüttl (1999, S. 84) daher auch die erhöhte CO<sub>2</sub>-Löslichkeit in kalten Wässern nicht zum Tragen, da die Schmelztemperatur mit 0 °C und der CO<sub>2</sub>-Gehalt an der Schneebasis konstant sind. Nur bei sehr flachgründigen Schneedecken oder offenen Fließstrecken war eine CO<sub>2</sub>-Anreicherung aus atmosphärischem Gas von Hüttl (1999, S. 76 und S. 106) messbar. Eine Veränderung der CO<sub>2</sub>-Konzentration und eine damit einhergehende Steigerung der Schneeschmelzwasseraggressivität ist dennoch mit biogenem CO<sub>2</sub> durch Bodenkontakt des Schmelzwassers möglich. Allerdings hängt dies von der Jahreszeit ab. Während der biologischen inaktiven Zeit in den Wintermonaten liegen die Karbonathärten von Schneeschmelzwässern über unbewachsenem Fels und über pflanzenbedecktem Fels nach Hüttl (1999, S. 80) ähnlich niedrig. Dagegen ist die Kalkkonzentrationen von frühsommerlichen Altschneeschmelzwässern mit Bodenkontakt aufgrund der Pflanzenatmung deutlich höher als ohne Bodenkontakt.

Im Vergleich zu den sehr flachgründigen Carbonat-Syrosemen sind die CO<sub>2</sub>-Konzentrationen in vegetationsbedeckten Rendzinen und Braunerden auf dem Zugspitzplatt signifikant höher (Hüttl 1999, S. 87). Die höchsten Werte sind zudem in den entsprechenden Böden in feuchten Muldenlagen vorzufinden. Auch bei windexponierten und stark besonnten Polsterrendzinen entweicht durch die bessere Belüftung des Bodens das CO<sub>2</sub> leichter als bei ähnlichen Bodentypen in feuchten Muldenlagen. Insgesamt nehmen die Gehalte an CO<sub>2</sub> der Bodenluft an allen vegetationsbedeckten Standorten innerhalb der sommerlichen Vegetationsperiode stark zu (Hüttl 1999, S. 90).

Dementsprechend ist das Karbonatlösungsvermögen im bedeckten Karst im Sommer am intensivsten (Hüttl 1999, S. 93). Zudem ändert sich die CO<sub>2</sub>-Menge der Bodenluft abhängig vom Bedeckungsgrad und der Vegetationsart. Je höher demnach die biologische Aktivität der Pflanzen und des Edaphons ist, desto höher ist der CO<sub>2</sub>-Gehalt der Bodenluft, welche wiederum von Temperatur und Niederschlag beeinflusst wird. Ebenso kann sich das vom Relief abhängige Mikroklima wachstumsfördernd oder wachstumshemmend auf die Pflanzen auswirken (Hüttl 1999, S. 94 f.).

Eine besondere Bedeutung kommt dem hochsignifikanten Zusammenhang zwischen Kalkkonzentration und Durchfluss zu. Denn bei zunehmenden Durchflussraten sinkt der Anteil des Wassers, das in direktem Kontakt mit dem Kalk steht und damit nimmt die

Menge an gelöstem Kalk pro Liter Wasser ab (Hüttl 1999, S. 98 f.). Durch diesen Verdünnungseffekt wird insbesondere bei Gewitterregen, Starkregen oder schnellem Abtauen während der Schneeschmelze weniger Kalk pro Liter gelöst als bei Nieselregen, Nebelnässen oder langsamem Schmelzen. Zudem verhindert ein direktes Infiltrieren von größeren Wassermengen – auf dem Zugspitzplatt findet aufgrund der intensiven Verkarstung so gut wie kein Oberflächenabfluss statt – einen weiteren atmosphärischen Austausch und unterbindet damit eine Anreicherung bzw. Durchmischung des Wassers mit atmosphärischem  $\text{CO}_2$ . Nach Hüttl (1999, S. 79) reduzieren lediglich Schuttörper die effektive Fließgeschwindigkeit im Vergleich zur nackten Felsfläche erheblich und ermöglichen wiederum eine zunehmende Karbonatlösung aufgrund der höheren Kontaktzeit.

Die Kalklösungsrate (gelöste Kalkmenge pro Zeit) nimmt nach Hüttl (1999, S. 100 f., S. 105, S. 108) mit steigender Kalkmenge im Wasser ab, wodurch sich die Lösungskurve asymptotisch einem Sättigungsgrenzwert von 60 mg/l  $\text{CaCO}_3$  annähert. Prösl (1985, S. 240) beschreibt einen Zeitraum von zwei bis drei Wochen, bis an Calciumcarbonat ungesättigtes Wasser durch Perkolationsprozesse durch carbonatreiche Gesteinshorizonte die Sättigung erreicht. Nach Forschungsergebnissen von Hüttl (1999, S. 108) kann allerdings besonders in Schuttbereichen davon ausgegangen werden, dass sich Regenwässer nach Passieren von 40 cm Schutt bereits nahe an dieser Sättigungsgrenze befinden und nach dem Versickern in den Untergrund kaum noch Kalklösungs potenzial besitzen. Nachlösungsprozesse finden nach Hüttl (1999, S. 108) vorwiegend durch Schneeschmelzwässer unter Schnee statt, die mit durchschnittlich 14 mg/l  $\text{CaCO}_3$  weit von der Sättigungsgrenze entfernt sind. Bei 0 °C können theoretisch 81 mg/l  $\text{CaCO}_3$  gelöst werden, wodurch ein hohes Kalklösungs potenzial dieser Wässer im Höhlensystem des Zugspitzplatts möglich ist (Hüttl 1999, S. 108). Auch Miotke (1968, zit. in: Hüttl 1999, S. 108) schreibt der Lösungsfähigkeit von Schneeschmelzwässern eine hohe Bedeutung für die Entstehung von Karstformen in der nivalen Stufe der Picos d'Europa zu. Ebenso sind nach Bögli (1978) Mischungskorrosionen beim Zusammentreffen von unterschiedlichen Wässern mit unterschiedlichen Kalkgehalten oder verschiedenen Temperaturen möglich, wodurch sogenannte phreatische Höhlen entstehen. Epiphreatische Höhlen werden nach Ahnert (2015, S. 327 ff.) in Höhe des Karstwasserniveaus im Bereich der Grundwasserschwankungen gebildet, demnach im Übergangsbereich von der phreatischen zur vadosen Zone. Die Verkarstungerscheinungen an der Oberfläche des Zugspitzplatts sind laut Götz und Schrott (2010, S. 59) wesentlich jünger als die ausgeprägten unterirdischen Höhlensysteme und konnten sich vor allem nach dem Abschmelzen des Gletschers entwickeln.

## 2.6 Geohydrologische Untersuchungen am Zugspitzplatt

Gut entwickelte Karstlandformen wie Karrenfelder, Schlucklöcher und Dolinen sind im Untersuchungsgebiet vorzufinden. Oberflächenabfluss fehlt fast vollständig und das Wasser dringt für gewöhnlich nach einer kurzen subaerischen Fließstrecke in das Karstsystem ein. Innerhalb des Karstsystems fließt das Grundwasser entlang der nach Osten abfallenden geologischen Schichten, bis das Wasser die Verwerfungslien im Osten erreicht. An der Grenze zweier Verwerfungen, an denen die unter dem Wettersteinkalk liegenden mergelig-tonigen Partnachschichten an die Erdoberfläche treten, wird das Wasser zum Aufstieg gezwungen. Aufgrund der wasserstauend agierenden Partnachschichten und durch die Kreuzung zweier Verwerfungen begünstigt sprudelt das Wasser unter Druck am Partnach-Ursprung unterhalb des Ochsensitzes heraus. Es fließt im Gerinnebett der Partnach als Oberflächenwasser durch das Reintal Richtung Garmisch-Partenkirchen, wo die Partnach nach ca. 18 km Fließstrecke in die Loisach mündet. Der Partnach-Ursprung ist im geografischen Koordinatensystem WGS 84 auf dem Breitengrad  $47.406038^{\circ}$  N und Längengrad  $11.028767^{\circ}$  E verortet und liegt in der Isar-Loisach-Gebirgsregion südlich von Grainau auf einer Geländehöhe von 1.440 m NHN (LfU 2020). Das als besonders wertvoll eingestufte Geotop „Partnach-Ursprung“ ist zugleich eine der größten Karstquellen der nördlichen Kalksteinalpen und befindet sich zudem in einem Naturschutzgebiet, welches zugleich als Fauna-Flora-Habitat-Gebiet und Vogelschutzgebiet ausgewiesen ist (LfU 2020).

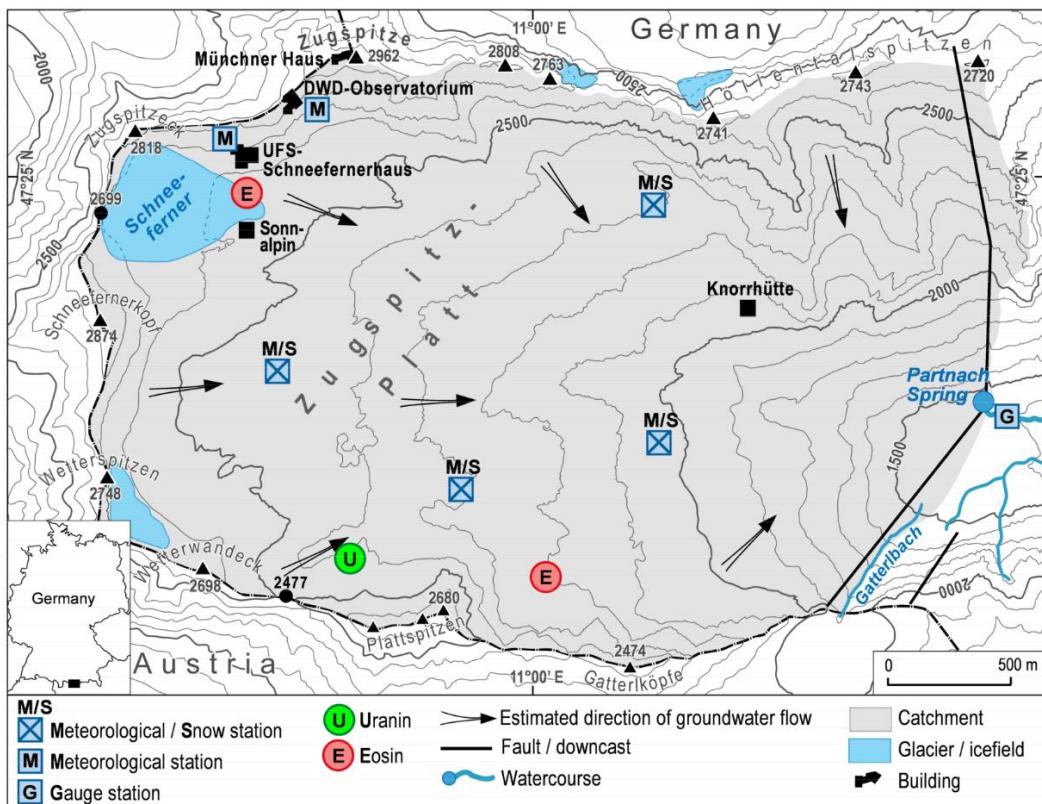
Mit den ersten Untersuchungen zu Fließgeschwindigkeiten und Fließwegen von versickerndem Wasser auf dem Zugspitzplatt wurde bereits von Wrobel (1980) eine hydrologische Abgeschlossenheit des Gebiets vermutet, mit der Karstquelle des Partnach-Ursprungs als einzige Wiederaustrittsstelle. Beim ersten Markierungsversuch am 05. August 1980 erfolgte um 15:00 Uhr auf 2.570 m ü. NHN, etwa 80 m östlich der ehemaligen Talstation des Verbindungsiftes zum Schneefernerhaus, die Einspeisung von 10 kg Uranin, gelöst in 501 Wasser. Bis zum Partnach-Ursprung betrug die Höhendifferenz ca. 1.100 m bei einer Entfernung von 3.600 m. Am 06. August 1980 um 9:00 Uhr konnte nach Probenahme der Farbstoff in hoher Konzentration mit einem Fluoreszenz-Spektralphotometer nachgewiesen werden, was einer Laufzeit von unter 18 Stunden entspricht. Nach Wrobel (1980, S. 4) wird das Maximum des Tracerdurchgangs im Laufe desselben Tages vermutet. Nach einem raschen Rückgang konnte am 02. September 1980 Uranin gemessen werden. Das Ende des Tracerdurchgangs vermutet Wrobel (1980, S. 4 f.) weitere zwei bis drei Wochen später. Die maximale Fließgeschwindigkeit nach den Beschreibungen von Wrobel (1980, S. 6) liegt bei mindestens 200 m/h bzw. 4.800 m/d. Aufgrund der hohen Fließgeschwindig-

keiten und der verhältnismäßig kurzen Durchgangszeit des Farbstoffs vermutet Wrobel (1980, S. 6) keinen tiefreichenden, großen Karstwasservorrat. Eine vollständige Bilanzierung erfolgte dabei aufgrund des späten Beprobungsbeginns und der großen Intervalle bei den Probenahmen nicht (Rappl et al. 2010, S. 222).

Allerdings kann Wetzel (2004a, S. 183) mehrere Karstwasserleiter mit unterschiedlichen Fließgeschwindigkeiten nachweisen, die am Abflussgeschehen der Partnach beteiligt sind. Mittels gewässerchemischer und grafischer Untersuchungsmethoden konnte Wetzel (2004b, S. 432) ein Karstwasserleitersystem von mindestens drei Kluft- oder Porenwasserleiter feststellen. Die mittleren Fließgeschwindigkeiten betrugen nach Analysen von Schneeschmelzhydrographen mithilfe der elektrischen Leitfähigkeit als geochemischem Tracer bis zu 400 m/h (Wetzel 2004a, S. 184).

Die bisherigen Unsicherheiten der Entwässerung des Zugspitzplatts wurden bei einem erneuten Markierungsversuch durch Rappl et al. (2010) untersucht. Ziel hierbei war es, die Annahme, dass infiltrierendes Wasser im Hochgebirgskarst des Zugspitzgebiets ausschließlich über den Partnach-Ursprung abfließt, zu bestätigen. Eine Entwässerung in das tiefgelegene südliche Gaistal in Tirol sollte dabei durch die weiteren Markierungsversuche definitiv ausgeschlossen werden und bisherige Ergebnisse der Gesamteinzugsgebietsentwässerung über die Partnach von Wetzel (2004a) und Wrobel (1980) bekräftigt werden. Neben der Verifikation des Quelleinzugsgebiets der Partnach vor allem für die östlich vermutete Begrenzung war ein weiteres Ziel die Untersuchung der hydrogeologischen Eigenschaften des Karstsystems. Bisher wird die Fläche des Einzugsgebiets des Partnach-Ursprungs weitgehend nach dem Relief abgegrenzt. Die Grenze verläuft entsprechend der Abb. 12 vom Partnach-Ursprung ausgehend nordwärts über den kleinen und den großen Kirchturm zur äußeren Höllentalspitze, über den Jubiläumsgrat weiter entlang der Bergkämme, welche das Zugspitzplatt umrahmen, bis zum im Osten tiefer gelegenen Grateinschnitt im Gatterl auf ca. 2.000 m ü. NHN. Vom Gatterl wurde die Grenze in fast gerader Linie auf den Partnach-Ursprung gezogen, da in diesem Bereich die Verwerfung vermutet wird, welche die geologische Struktur des Zugspitzplatts im Osten begrenzt (Rappl et al. 2010, S. 222) und wo das Wasser zum Aufstieg gezwungen wird (Wetzel 2004a, S. 174). Das Gatterl, eine Scharte zum Hochwanner hin, wird über den Gatterlbach entwässert und mündet unterhalb der Partnachquelle in die Partnach. Somit bildet die etwa 8 km<sup>2</sup> große Karsthochfläche den zentralen Bereich des Einzugsgebiets. In der Karte (Abb. 12) sind die beiden Tracereingabepunkte der Markierungsversuche, welche im Jahr 2005 (Rappl et al. 2010) durchgeführt wurden, im Westen verortet sowie die geschätzten Fließrichtungen auf dem Zugspitzplatt. Die markierte Eingabestelle von Eosin im Osten zur Überprüfung der Fließwege nahe der Gatterl-Störung erfolgte allerdings erst sechs Jahre später im

Jahr 2011 (Strobl, Wetzel 2012). Die grau hinterlegte Fläche repräsentiert das vermutete Einzugsgebiet und wird durch die eingezeichneten Verwerfungslinien sowie die umrandenden Bergkämme und -spitzen eingegrenzt. Zudem sind in der Karte die Lagepositionen der verbleibenden Eisreste des südlichen und nördlichen Schneeferners eingezeichnet. Verortet ist außerdem die räumliche Verteilung der Messstationen, das DWD-Observatorium und die Umweltforschungsstation (UFS) „Schneefernerhaus“ (vgl. Abb. 12).



**Abb. 12: Messnetzwerk auf dem Zugspitzplatt mit den meteorologischen Stationen, der Pegelstation am Partnach-Ursprung, den Eingabeorten der Markierungsversuche und der vermuteten Grundwasserfließrichtung.**

Quelle: Wetzel et al. (2021) verändert nach Rappl et al. (2010).

Der Eingabe des Tracers Eosin erfolgte am 16. August 2005 im Schmelzwasserablauf unterhalb des Nördlichen Schneeferners und das Uranin konnte am 17. August 2005 mithilfe von Schmelzwasser unterhalb der westlich gelegenen Plattspitzen östlich des Südlichen Schneeferners in eine Kluft eingespült werden (Rappl et al. 2010, S. 224). Die Probenahme konzentrierte sich auf den Partnach-Ursprung und die Partnach. Außerdem wurden Gewässer entlang der Gatterl-Störung und um das Einzugsgebiet sowie Gewässer in der Nähe des Eibsees beprobt. Die quantitative Bestimmung der Tracerrückstände in den genommenen Proben erfolgte mit einem Fluoreszenz-Spektralphotometer (Rappl et al. 2010, S. 223). Der erstmalige Nachweis des Uranins an der Quelle mit 20 h und 30 min ist dabei kürzer als bei Eosin mit 32 h (Rappl et al.

2010, S. 225), aber deutlich länger als der Tracerversuch von Wrobel (1980). Die Ursache dafür kann in den unterschiedlichen hydrometeorologischen Ausgangsbedingungen während der Eingabe vermutet werden bzw. auch an den leicht voneinander entfernten unterschiedlichen Ortseigenschaften.

Ein Grundwasseraustritt in benachbarte Gebiete konnte von keinem der beiden Eingabepunkte festgestellt werden, dafür allerdings äußerst hohe Rückgewinnungsraten am Partnach-Ursprung. Der schnelle Anstieg der Tracerkonzentration weist nach Rappl et al. (2010, S. 225 f.) auf ein gut entwickeltes Karstsystem mit einer hohen Abstandsgeschwindigkeit hin. 50 % der Markierungsstoffe sind innerhalb weniger Tage abgeflossen und der klar ausgeprägte Scheitelbereich dauerte nur wenige Stunden. Das langanhaltende Tailing des Tracerversuchs – beide Tracer konnten bis zur letzten Beprobung am 15. November 2005 eindeutig nachgewiesen werden – deutet jedoch auch darauf hin, dass ungefähr die Hälfte der Eingabemengen für längere Zeit im Karstsystem verblieb. Bis zum Juli 2006, elf Monate später, konnten ca. 90 % des Uranins quantitativ im Abfluss erfasst werden. Im Grundwassertracerversuch durch Rappl et al. (2010) konnten die Vermutungen von Wrobel (1980), dass das Einzugsgebiet alleinig über den Partnach-Ursprung entwässert, für den oberen Teil des Einzugsgebiets eindeutig bestätigt werden.

Unsicherheiten bezüglich der Abgeschlossenheit des Gebiets besonders im östlichen Bereich in der Nähe der Gatterl-Störung wurden durch einen weiteren Tracerversuch mit Eosin vom 17. August 2011 bis Mitte November untersucht (Wetzel 2013). Von dem Eingabepunkt unterhalb der Gatterlköpfe erfolgte der erste Nachweis am Partnach-Ursprung nach 53,5 h, der Peak der Konzentration folgte 20 h später. Das Tailing begann nach vier Wochen. Nach kleineren Niederschlagsereignissen in den Wochen zuvor konnten kurze Anstiege der Eosinkonzentration im Abfluss nachgewiesen werden. Die maximale Fließgeschwindigkeit von 41,1 m/h war dabei deutlich langsamer als bei den Markierungsuntersuchungen von Rappl et al. (2010) und Wrobel (1980), was sich nach Wetzel (2013, S. 7) mit den trockeneren Witterungsbedingungen während dieses Versuches und dem unterschiedlichen Füllungsstand des Karstsystems begründen lässt. Außerdem vermutet Wetzel (2013, S. 7), dass der südöstliche Bereich des Karstplateaus möglicherweise schlechter an das Karstsystem im Untergrund angebunden ist. Die mittlere Fließgeschwindigkeit des Tracers von 14,1 m/h lässt dennoch wiederum auf ein gut entwickeltes Karstsystem schließen. Ausflüsse in das benachbarte südlich gelegene Gaistal in Tirol konnten nicht festgestellt werden. Zudem ist mit den hohen Rückgewinnungswerten von 54% des Eosins am Partnach-Ursprung eine alleinige Entwässerung über die Partnach bewiesen (Strobl, Wetzel 2012, S. 36 f.).

Bei Tracerversuchen im Bereich der Alpspitze konnte eine Entwässerung in Richtung Partnach-Ursprung durch Goldscheider (2002, S. 120) und damit ein lateraler Zufluss in das Einzugsgebiet der Partnach bereits ausgeschlossen werden, da keine Tracerrückstände dort aufgefunden wurden (Lauber 2014, S.75 f.; Lauber, Goldscheider 2014, S. 1811 ff.). Dagegen gelang der Nachweis von Markierungsstoffen in den Karstquellen des benachbarten Höllentals und untergeordnet auch in der Bodenlaine, einem linken Zufluss der Partnach (Goldscheider 2002, S. 120).

Somit kann das Einzugsgebiet des Partnach-Ursprungs weiterhin hypothetisch als natürliches Großlysimeter betrachtet werden und schafft mit diesem Merkmal beste Voraussetzungen für wasserhaushaltliche Untersuchungen. Nach derzeitigem Kenntnisstand finden keine lateralen Zu- oder Abflüsse in das bzw. aus dem Gebiet statt. Der Wasserzustrombereich der Partnach wird allseitig durch die bisher bekannte Wasserscheide begrenzt. Die Einzugsgebietsgröße beträgt 11,4 km<sup>2</sup> (Götz, Schrott 2010, S. 52; Wetzel 2004a, S. 174).

## 2.7 Die Gletscher im Zugspitzgebiet

Gletscher entstehen definitionsgemäß aus Firn, sobald eingelagerte luftgefüllte Poren bei zunehmender Dichte den Kontakt untereinander verlieren und nur noch voneinander isolierte Luftblasen vorhanden sind (Alean 2010, S. 36). Firn wiederum entsteht aus verbleibendem Altschnee des vorherigen Jahres, also aus Schnee, der mindestens eine Ablationsperiode überstanden hat. Nach Alean (2010, S. 36) stammt die Bezeichnung „Ferner“ in den Ostalpen vom Inn- bis zum Zillertal vom Firn ab.

Die drei Gletscher „Nördlicher Schneeferner“, „Südlicher Schneeferner“ und „Höllentalferner“ auf dem Zugspitzmassiv sind neben dem „Watzmannletscher“ und dem „Blaueis“ in den Berchtesgadener Alpen die einzigen verbleibenden Gletscher in Deutschland (vgl. Abb. 13). Diese fünf von etwa 5000 Gletschern der europäischen Alpen umfassen nach Alean (2010, S. 20) weniger als einen Quadratkilometer. Die Gletscher sind allgemein gute Indikatoren von langfristigen Klimaänderungen und reagieren auf die Erwärmung der Lufttemperatur durch den Klimawandel.



**Abb. 13: Lage der fünf bayerischen Gletscher.**

Quelle: StMUG (2012, S. 14).

Der nördliche Schneeferner liegt im oberen Bereich des Zugspitzplatts in einer Karmulde unterhalb des Schnefernerkopfes östlich des Grates zwischen Zugspitze und Schnefernerkopf auf einer mittleren Geländehöhe von ca. 2.600 m ü. NHN (Hagg 2021). Auf ähnlicher Höhe liegt der südliche Schneeferner unterhalb des Wetterwandecks und der Wetter spitzen (vgl. Abb. 14).



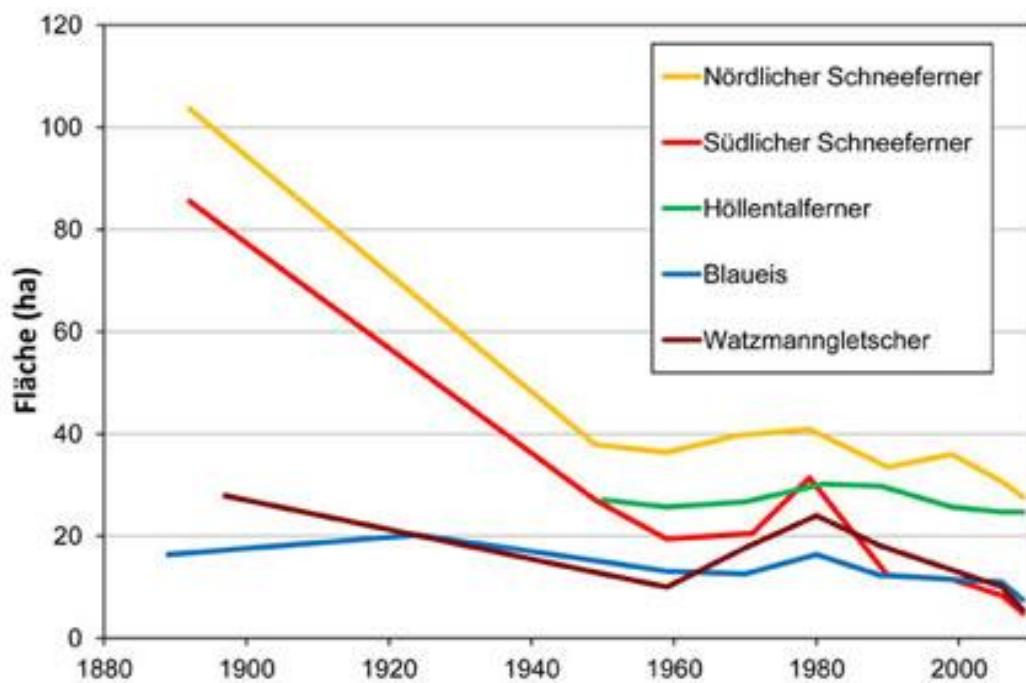
**Abb. 14: Blick vom Zugspitzgipfel auf das Zugspitzplatt mit den Gletschern des Südlichen (links) und Nördlichen (rechts) Schneeferner im September 2020.**

Quelle: Hagg (2021; Foto: T. Rehm).

Die bayerischen Gletscher reagieren aufgrund der lokalen topografischen Bedingungen individuell auf Klimaschwankungen (Hagg et al. 2012, S. 129 f.). Dennoch wird aus

Abb. 15 ersichtlich, dass alle Gletscher an Masse verlieren. Während des letzten Hochstandes zwischen den Jahren 1780 und 1820 betrug die Gletscherfläche des damaligen zusammenhängenden „Plattacher Ferner“ nach Götz und Schrott (2010, S. 59) noch ca. 308 ha. Nach weiteren Abschmelzvorgängen trennte sich dieser in den Jahren 1890 bis 1900 in den Nördlichen und Südlichen Schneeferner (Götz, Schrott 2010, S. 59). Zöttl (1951, S. 12) gab noch eine Größe von 200 ha für die Gletscher auf dem Zugspitzplatt an.

Nach Berechnungen durch Hagg et al. (2012, S. 130) hat sich die vergletscherte Fläche auf dem Zugspitzplatt (Nördlicher und Südlicher Schneeferner) ab dem Jahr 1892 von 189 ha auf 32,6 ha im Jahr 2009 verkleinert. Nach einer Stagnation und sogar einem leichten Massenzuwachs zwischen den Jahren 1960 und 1980 hat sich der Trend des Massenschwunds des Gletschereises in den Alpen fortgesetzt und in den letzten Jahrzehnten sogar verstärkt. Wie Hagg et al. (2012, 130 f.) erklären, ist dies vor allem auf die Zunahme der sommerlichen Temperatur zurückzuführen, da sich der Winterniederschlag nicht signifikant geändert hat. Hirtreiter (1992, S. 66) beobachtete ebenfalls seit dem Jahr 1982 eine Häufung an Jahren mit negativem Massenhaushalt der beiden Schneeferner anlässlich ausapernder Altschneedecken. Aufgrund des geringen Volumens der verbleibenden Gletscher nimmt das Gletscherschmelzwasser einen kleiner werdenden Anteil in der Wasserbilanz auf dem Zugspitzplatt ein und verliert somit an Bedeutung für den Partnachabfluss (Wetzel et al. 2021).



**Abb. 15: Flächenentwicklung der bayerischen Gletscher seit den ersten genauen Vermessungen.**

Quelle: Hagg (2021).

Um das Jahr 1850 erreichten die bayerischen Gletscher noch eine Gesamtausdehnung von etwa 4 km<sup>2</sup>, wobei der damals noch zusammenhängende Gletscher auf dem Zugspitzplatt mit 75 % den größten Anteil an der Gesamtfläche ausmachte (StMUG 2012, S. 22). Seit ca. 1990 bis 2015 sind die Gletscher stark in ihrer Fläche zurückgegangen (vgl. Abb. 15). Hagg et al. (2008, S. 42) vermuten als Ursache für das kurzzeitige Wachstum des Nördlichen Schneeferners ab dem Jahr 1990 die Bewirtschaftung der Gletscherfläche für den Skibetrieb. Die anerkannte Aussagekraft von Gletschern als natürlicher Klimaindikator (Oerlemans 1994, zit. in: Hagg 2012) ist beim Nördlichen Schneeferner durch die starke anthropogene Beeinträchtigung abgeschwächt. Der menschliche direkte Einfluss muss entsprechend berücksichtigt werden. So wurde der Nördliche Schneeferner zeitweilig partiell unter den Skiliften in den Jahren 1993 bis 2012 mit einer Schutzschicht abgedeckt, um die Schneeflächen auf dem Gletscher für den Wintertourismus für die darauffolgenden Jahre zu schützen. Diese Maßnahmen wirkten nur punktuell ablationshemmend und verzögernd auf das Gletscherschmelzen. In den späteren Jahren wurden aus wirtschaftlichen Gründen anstatt der Abdeckung mit Planen vereinzelt große Schneedepots auf dem Gletscher zusammengeschoben. Durch die fehlende Schneedecke werden große Bereiche des Gletschers vorzeitig freigelegt. Dies führt wiederum zu einer unnatürlich beschleunigten Gletscherschmelze. Die direkte Nutzung und Bewirtschaftung des Gletschers hat neben der natürlichen und anthropogenen verursachten globalen Klimaänderung vermutlich zusätzlich Auswirkungen auf den Gletscherhaushalt. Damit sind die Untersuchungen von Volumenänderungen des Nördlichen Schneeferners in Bezug auf den Klimawandel mit Vorsicht zu interpretieren.

Nach STMUG (2012) können die verbleibenden Gletscher in Bayern in zwei Kategorien unterteilt werden: Die beiden großen Gletscher Nördlicher Schneeferner sowie Höllentalferner im Wettersteingebirge mit jeweils ca. 20 ha Flächenausdehnung und den drei kleinen Gletschern mit Flächen unter 5 ha. Besonders die kleineren Gletscher zeigen zwischen 2006 und 2010 einen drastischen Rückgang des Eises, welcher mit der Halbierung der Eisfläche einhergeht. Die Gesamtfläche des Südlichen Schneeferners betrug im Jahre 2015 nach Hagg (2021) nur noch 3,4 ha, wobei bei eigener Begehung im Jahr 2019 der Gletscher bereits in mehrere separierte Eisflächen zerfallen war. Dieser Trend des Gletscherrückgangs hat sich für die bayerischen Gletscher in den Folgejahren fortgesetzt (BAdW, StMUV 2021). Tab. 1 zeigt eine Zusammenstellung der Flächenausdehnungen der bayerischen Gletscher der letzten drei Jahrzehnte und Tab. 2 eine Übersicht über die gemessenen Volumina im Jahr 2009 und dem Jahr 2018.

**Tab. 1: Übersicht über die Gesamtfläche der bayerischen Gletscher von 1989 bis 2018.**

Gletscher	1989	1990	1999	2006	2009/ 2010	2014/ 2015	2018
<b>Nördlicher Schneeferner</b>	-	33,5	36,0	30,7	27,8	20,9	16,1
<b>Südlicher Schneeferner</b>	-	12,3	11,6	8,4	4,8	3,4	1,8
<b>Höllentalferner</b>	29,8	-	25,7	24,7	22,3	19,4	16,7
<b>Watzmann-gletscher</b>	18,1	-	-	10,1	5,6	-	4,8
<b>Blaueis</b>	12,3	-	-	11,0	7,5	-	5,2

Quelle: Verändert nach BAdW, StMUV (2021, S. 21); Hagg (2021); Hagg et al. (2008, S. 44); StMUG (2012, S. 15).

**Tab. 2: Übersicht über die Volumina und charakteristischen Eisdicken der bayerischen Gletscher im Jahr 2009 (in Klammer angegebene Zahlen) und im Jahr 2018.**

Gletscher	Volumen (Mio. m <sup>3</sup> )	Mittlere Dicke (m)	Maximale Dicke (m)
<b>Nördlicher Schneeferner</b>	(5,16) 1,71	(16,8) 10,6	(52) 33
<b>Südlicher Schneeferner</b>	(0,4) 0,08	(4,6) 1,3	(16) 10
<b>Höllentalferner</b>	(4,87) 1,74	(19,8) 10,4	(48) 33
<b>Watzmann-gletscher</b>	(0,61) 0,14	(10,7) 2,9	(16) 10
<b>Blaueis</b>	(0,54) 0,28	(7,4)	(21) 17

Quelle: Verändert nach BAdW, StMUV (2021, S. 21).

Ähnlich zu dem Flächenrückgang lässt sich auch eine deutliche Volumenabnahme der bayerischen Gletscher beobachten (vgl. Tab. 2), sodass die kleineren Gletscher in den nächsten Jahren verschwinden werden. Hagg et al. (2008, S. 44) geben den kleineren Gletschern mit geringer Eisdicke seit dem damaligen Datum der Volumenbestimmung 2006/2007 eine kurze Lebenserwartung und rechneten bei einer Fortsetzung der jüngsten Massenverluste in die Zukunft mit dem Verschwinden dieser Gletscher

innerhalb von neun bis zehn Jahren. Nach eigenen Beobachtungen bei einer Begehung des Südlichen Schneeferners im Sommer 2019 kann tatsächlich nicht mehr von einem Gletscher gesprochen werden, sondern eher von zerfallenen Toteisresten, da dieser nicht mehr die Charakteristik eines Gletschers aufweist. Das StMUG (2012, S. 25) geht zum Zeitpunkt 2012 von einem völligen Abschmelzen des Südlichen Schneeferners bis auf wenige Eisreste in den nächsten 10 bis 15 Jahren aus. Für den Nördlichen Schneeferner sagen Hagg et al. (2008, S. 44) nach einer stark vereinfachten Annahme eines linearen Rückzugs seit der Voluminabestimmung im Jahr 2006 das Verschwinden des Gletschers für das Jahr 2027 voraus. Trotz der tieferen Lage des Höllentalferners 300 m unterhalb des Nördlichen Schneeferners wird dieser Gletscher noch am längsten überdauern, da er durch Lawinenabgänge der Felsumrahmung gespeist wird und durch seine Lage und Exposition ganzjährig am meisten beschattet wird. Insgesamt haben die bayerischen Gletscher seit dem Jahr 2012 weitere 37 % ihrer Fläche verloren und der Volumenverlust beträgt von dem Jahr 2009 bis 2019 62 % (BAdW, StMUV 2021, S. 21). Dies bedeutet insbesondere für das Zugspitzplattgebiet und dem entwässernden Vorfluter, dass die vor allem ab dem Spätsommer auftretenden Gletscherschmelzwässer einen verschwindend geringen Abflussanteil der Partnachquelle einnehmen.

### 3 Datenerhebung und Dokumentation der Messreihen

Das räumlich und zeitlich hoch aufgelöste Monitoring schafft die Voraussetzung zur Untersuchung von meteorologischen und hydrologischen Prozessen im Einzugsgebiet. Die erhobenen Messdaten sind dabei stets auf ihre Qualität zu überprüfen. Nur so garantiert die anschließende Auswertung dieser Daten ein realistisches Abbild der hydrologischen Vorgänge im beobachteten Gebiet.

Seit dem Jahr 2013 werden auf dem Zugspitzplatt meteorologische Daten an mehreren Messstationen automatisiert erhoben. Daneben wird der Abfluss aus dem Einzugsgebiet kontinuierlich und in einer hohen zeitlichen Auflösung am Pegel Partnach unterhalb der Quelle erfasst. Diese aussagekräftigen Messzeitreihen werden für die Bilanzierung des Wasserhaushalts benötigt und darüber hinaus zusammen mit natürlichen Markierungsstoffen zur quantitativen Abschätzung hydrologischer Komponenten im Einzugsgebiet verwendet. Dies stellt ein wirksames Tool dar, um ein genaueres Verständnis über die hydrologischen Vorgänge im Untersuchungsgebiet zu erlangen.

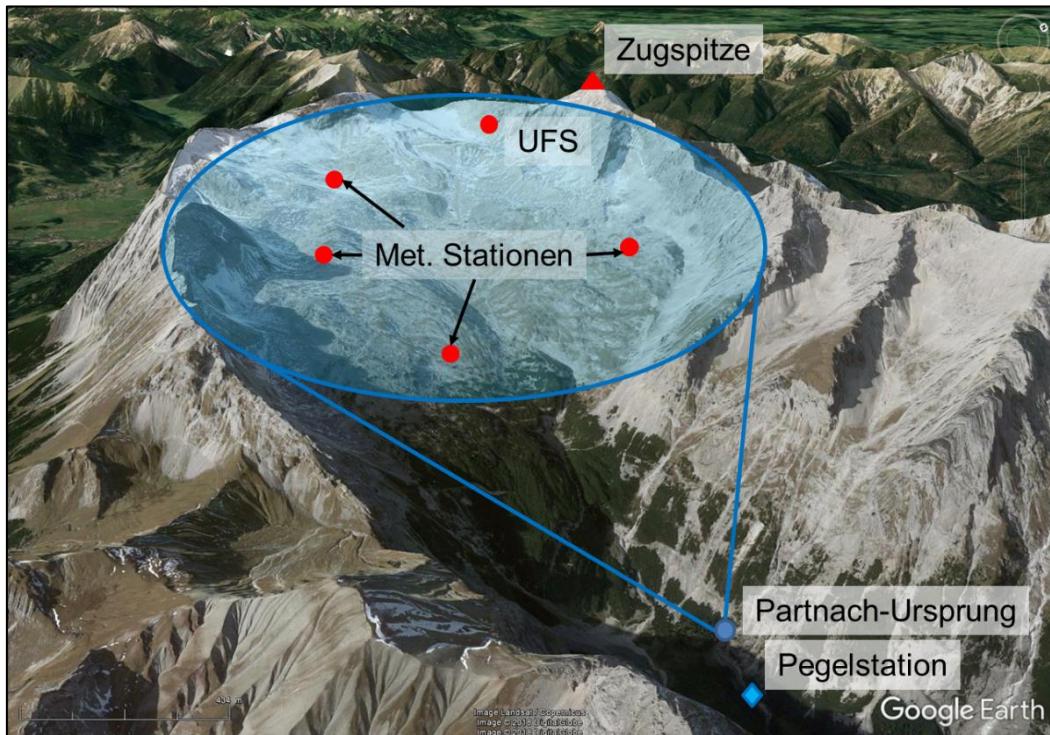
In diesem Kapitel wird insbesondere auf die eingesetzten Messinstrumente, die Erhebung von Daten, die Aufbereitung und die qualitative Überprüfung der erhobenen Messzeitreihen im Untersuchungsgebiet eingegangen.

#### 3.1 Lage der Messeinrichtungen und Instrumentierung zur Erfassung meteorologischer Daten

Im Rahmen des VAO-Projektes wurde im Untersuchungsgebiet ein engmaschiges Messnetzwerk aufgebaut, welches aus meteorologischen Stationen besteht, die zum Teil mit Messinstrumenten zur Schneedeckenbeobachtung erweitert sind (Bernhardt et al. 2014). Der DWD zeichnet zwar seit dem 19. Juli 1900 meteorologische Daten auf der Bergwetterwarte Zugspitze in 2.960 m ü. NHN auf (DWD 2010; 2014), jedoch lassen sich diese Aufzeichnungen, insbesondere der Niederschläge trotz Berücksichtigung des Höhengradienten, nach Beobachtungen verschiedener Autoren (vgl. Kap. 2.3) nicht einfach auf das tiefergelegene und weniger windexponierte Zugspitzplatt übertragen. Seit 2013 befinden sich im Gebiet zusammen mit den Messstationen des Deutschen Wetterdienstes (DWD) und des Bayerischen Lawinenwarndienstes (LWD) insgesamt sechs meteorologische Stationen sowie eine Pegelstation in der Nähe des Partnach-Ursprungs etwa 200 m vom Quellaustritt entfernt. Die meteorologischen Messstationen aus dem VAO-Projekt befinden sich auf ca. 2.300 m ü. NHN im nördlichen und südlichen Zugspitzplatt und auf ca. 2.000 m ü. NHN im östlichen Bereich. Diese Stationen sind mit der meteorologischen Station des LWD vergleichbar, welche auf

etwa 2.420 m ü. NHN in einer zentralen Position des Zugspitzplatts installiert ist. Abb. 16 und Tab. 3 geben einen Überblick über die räumliche Lage der Messstationen und der Umweltforschungsstation UFS.

Für eine detaillierte Übersicht über geohydrologischen Bedingungen am Zugspitzplatt sei auf das Kap. 2.6 verwiesen. Das Messnetzwerk wurde 2016 durch eine Niederschlagskippwaage an der Blauen Gumppe und einer weiteren Pegelmesseinrichtung an der Bockhütte in das Reintal ausgeweitet.



**Abb. 16: Lage der Messeinrichtungen im Einzugsgebiet.** Die hydrologische Abgeschlossenheit des Zugspitzplatts kommt der Vorstellung eines natürlichen Lysimters nahe und ist damit für die Bilanzierung des Wasserhaushalts eines hochalpinen Einzugsgebiets gut geeignet.

Quelle: Eigene Darstellung und Bearbeitung mit Google Earth Images (Landsat / Copernicus, 2019) in Anlehnung an Weishaupt und Wetzel (2019).

Die recht gleichmäßige Verteilung der Messstationen über die Höhe und über die Fläche ermöglicht eine genaue Messung der Niederschlagsverteilung und lässt kleinräumige Änderungen meteorologischer Parameter erkennen, welche durch die unterschiedlichen Expositionen und Höhenlagen hervorgerufen werden.

**Tab. 3: Lageangaben der Messstationen im Untersuchungsgebiet.**

Station	Gauß-Krüger-Koordinaten		Höhe ü. NHN.
	Rechtswert	Hochwert	
<b>Station Nord</b>	4424935	5253457	2.331
<b>Station Süd</b>	4424219	5252052	2.300
<b>Station Ost</b>	4425168	5252200	2.047
<b>Station LWD</b>	4423379	5252478	2.417

Quelle: Eigene Darstellung.

Die Wetterstationen des Mess- und Beobachtungsnetzes sind mit vollautomatischer Messsensorik für die Erfassung von Lufttemperatur und -feuchtigkeit, Windrichtung und -geschwindigkeit, Niederschlagsmenge und Schneehöhe ausgestattet. Eine Übersicht über die erfassten meteorologischen Parameter der vier Stationen auf dem Zugspitzplatt ist in Tab. 4 zusammengestellt.

**Tab. 4: Die Messausstattung der meteorologischen Stationen im Untersuchungsgebiet.**

Erfasste Parameter	Station Ost	Station Nord	Station Süd	Station LWD
<b>Lufttemperatur 5 m [°C]</b>	✓	✓	✓	✓
<b>Lufttemperatur 3 m [°C]</b>	✓	✓	✓	
<b>Luftfeuchte 5 m [% rF]</b>	✓	✓	✓	✓
<b>Luftfeuchte 3 m [% rF]</b>	✓	✓	✓	
<b>Bodentemperatur 0 cm [°C]</b>	✓	✓	✓	
<b>Schneedeckentemperatur 1 m [°C]</b>	✓	✓	✓	
<b>Oberflächentemperatur [°C]</b>	✓	✓	✓	
<b>Schneehöhe [cm]</b>	✓	✓	✓	✓
<b>Windgeschwindigkeit [m/s]</b>	✓	✓	✓	✓
<b>Windrichtung [Grad]</b>	✓	✓	✓	✓
<b>Niederschlag [mm] (Niederschlagswaage)</b>	✓			✓
<b>Niederschlag [mm] (Niederschlagswippe)</b>		✓	✓	

<b>Radiometer Temperatur [°C]</b>	✓			✓
<b>Radiometer [W/m<sup>2</sup>]</b>	✓	✓	✓	✓
<b>Strahlungsbilanz (langwellig + kurzwellig)</b>	✓			✓
<b>Schnee-Wasser-Äquivalent [mmWS] (Schneewaage)</b>				✓
<b>Schneedichte [kg/m<sup>3</sup>]</b>				✓

Quelle: Eigene Erstellung.

Die Energieversorgung erfolgt jeweils über ein Solarpanel und eine installierte Batterie. Die gemessenen Daten werden im Datenlogger des Typs MDL 8/3 gespeichert, von dem Datenkommunikationsmodul des Typs DCM 862 abgefragt und an einen Messdatenserver (MDS) übertragen. Von diesem Datenbanksystem können die Messwerte über das Internet in verschiedenen Datenformaten zur weiteren Verarbeitung abgerufen werden. Die vollständige Inbetriebnahme der Stationen erfolgte für die Station Nord und Süd am 13. November 2013, Station Ost am 08. April 2014 und Station LWD wurde am 20. Mai 2014 an einem neuen Standort in Dienst gestellt. Die meteorologischen Stationen zeichnen die Messwerte in 10-minütigen Zeitschritten auf. Die Pegelstation registriert seit dem 03. Juli 2014 Wasserstand, Wassertemperatur, elektrische Leitfähigkeit und Niederschlag in hoher zeitlicher Auflösung von fünf Minuten.

Das engmaschige Netz an Messstationen ist besonders wichtig, um die räumliche Heterogenität meteorologischer Parameter zu erfassen, welche vor allem durch die großen Höhenunterschiede im Untersuchungsgebiet entstehen. Die starke Dreidimensionalität des Reliefs verursacht eine hohe Variabilität im Windfeld, was zu unterschiedlichen Niederschlagsmengen auch in kurzen Entfernung führen kann. Zudem beeinflusst die Exposition hydrologische Parameter wie die Bodenfeuchtigkeit. Das Niederschlagsgeschehen wird nur punktuell gemessen, dennoch findet häufig bei Schnee eine Umverteilung durch Wind und Lawinen statt. Auch die Messung gasförmiger Gewinne und Verluste durch Resublimations- und Sublimationsprozesse stellt eine Herausforderung dar.

Daneben sind hydrologische Forschungen in Berggebieten auch mit technischen Schwierigkeiten konfrontiert. Aufgrund der rauen Klimabedingungen fallen Messgeräte immer wieder aus oder können durch die hohen Schneeniederschlagsmengen unter der Schneedecke begraben werden. Daher werden Instrumente vorbeugend häufig höher als gewöhnlich montiert. Abb. 17 zeigt eine typische Wetterstation (Station Nord) mit Instrumenten für Temperatur und Luftfeuchtigkeit in 3 m bzw. 5 m Höhe. Der

Regenmesser für flüssigen und festen Niederschlag wurde aufgrund einer mächtigen Schneedecke im Winter an der Station Ost und der Station LWD ebenfalls 5 m über dem Boden montiert. Niedrige Temperaturen und Blitz einschläge während Gewittern können zu Messstörungen und Ausfällen der elektronischen Geräte führen. Zudem haben Niederschlagsmessungen im Vergleich zu Tieflandstationen hohe windbedingte Verluste aufgrund stärkerer Winde in großen Höhen. Schneeniederschläge sind außerdem anfällig für Winddrift (Frei, Schär 1998; Sevruk 1996). Zudem ist der Montagehöhenunterschied über der Erdoberfläche beim Vergleich der Messdaten mit anderen Stationsmessungen zu berücksichtigen, die standardmäßig in 1 m oder 2 m Höhe angebracht werden.



**Abb. 17: Meteorologische Station Nord im Sommer und Winter.** Der Schaltschrank mit der Batterie und den Logger- und Datenkommunikationseinheiten sowie die Niederschlagswippe sind durch die starken Schneefälle fast vollständig von der Schneedecke eingehüllt.

Quelle: Eigene Aufnahmen, April 2017 (Bild Mitte und rechts unten) und November 2016 (Bild links und rechts oben), Wetzel et al. (2021).

Für die wasserhaushaltlichen Berechnungen ist vor allem die Erfassung der Niederschläge und der Abflüsse von Bedeutung. Die Lufttemperatur lässt Rückschlüsse auf das Bestimmen der Niederschlagsart zu. Deshalb wird in den nachfolgenden Kapiteln fokussiert auf die Erfassung und Plausibilitätsprüfung dieser Parameter eingegangen.

### 3.2 Allgemeines Vorgehen zur Plausibilitätskontrolle von registrierten Werten

Bei Betrachtung der Stationsmesszeitreihen fallen im Jahresgang zum Teil erhebliche Schwankungen einzelner Parameter vor allem bei den meteorologischen Messstationen auf dem Zugspitzplatt auf. Diese sind Störungen der Messsensorik zuzuschreiben. Die Datenqualität unterscheidet sich zwischen den einzelnen Messstationen zum Teil erheblich. Auch kommen Ausfälle und Unterbrechungen der Messzeitreihen vor. Um eine möglichst genaue Verlässlichkeit bei der Auswertung und Verwendung der Daten zu erzielen, ist eine Überprüfung der Rohdaten unabdingbar. Die Plausibilitätsprüfung der Messungen von hydrologischen und meteorologischen Parametern erfolgte in mehreren Schritten und enthielt folgende Punkte:

- Zeitliche Lückensuche: Die Datenreihe wird auf eine zeitliche Konsistenz des Messbetriebs hin kontrolliert.
- Identifikation unerwarteter Extremwerte und Korrektur durch Grenzwertfestlegungen (Extremwertüberprüfung): Hierbei wird die klimatologische Plausibilität überprüft.
- Variabilitätsüberprüfung mittels einer maximalen Differenz zwischen zwei zeitlich unmittelbar aufeinanderfolgenden Einzelwerten: Dieser Schritt der Datenvalidierung überprüft die Daten auf hohe Veränderungen innerhalb eines definierten Zeitintervalls, wodurch Störungen des Messinstruments herausgefiltert werden können, die nicht mit dem festgelegten Grenzwertbereich im ersten Schritt entdeckt werden.
- Visuelle Validierung durch Betrachtung mehrerer Messgrößen und nahegelegener Messstellen (bspw. Im Hinblick auf Temperatur) zur Plausibilitätsprüfung auffallender Schwankungen: Dies dient insbesondere für die neu eingerichteten Messstellen zur Detektion standortspezifischer Eigenschaften.

Bei der Identifikation unerwarteter Extremwerte ist die Lage des Untersuchungsgebiets in einem hochalpinen Raum mit starken Gefälleunterschieden zu berücksichtigen, da beispielsweise standardisierte Grenzwertfestlegungen im Flachland für den alpinen Bereich zu niedrig angesetzt sein können. Zudem ist für den hochalpinen Raum beachtenswert, dass sich die meteorologischen Bedingungen in kurzen Zeitspannen stark ändern können und diese auch auf kleinen Raumskalen aufgrund orografischer Einflüsse sehr variabel sind. Infolgedessen drückt sich auch das Abflussverhalten aufgrund der Einzugsgebietsgröße und den hydrogeologischen und alpinen

Bedingungen durch starke Änderungen in kurzen Zeitspannen aus. Für die Rohdatenaufbereitung wurde zunächst keine systematische Fehlerkorrektur durchgeführt, um die gemessenen meteorologischen Bedingungen im Hochgebirgsraum unverändert darzustellen. So empfiehlt sich beispielsweise die Niederschlagskorrektur nach Richter (1995) zur Bereinigung des systematischen Fehlers erst bei der Zusammenfassung von Monats- und Jahreswerten.

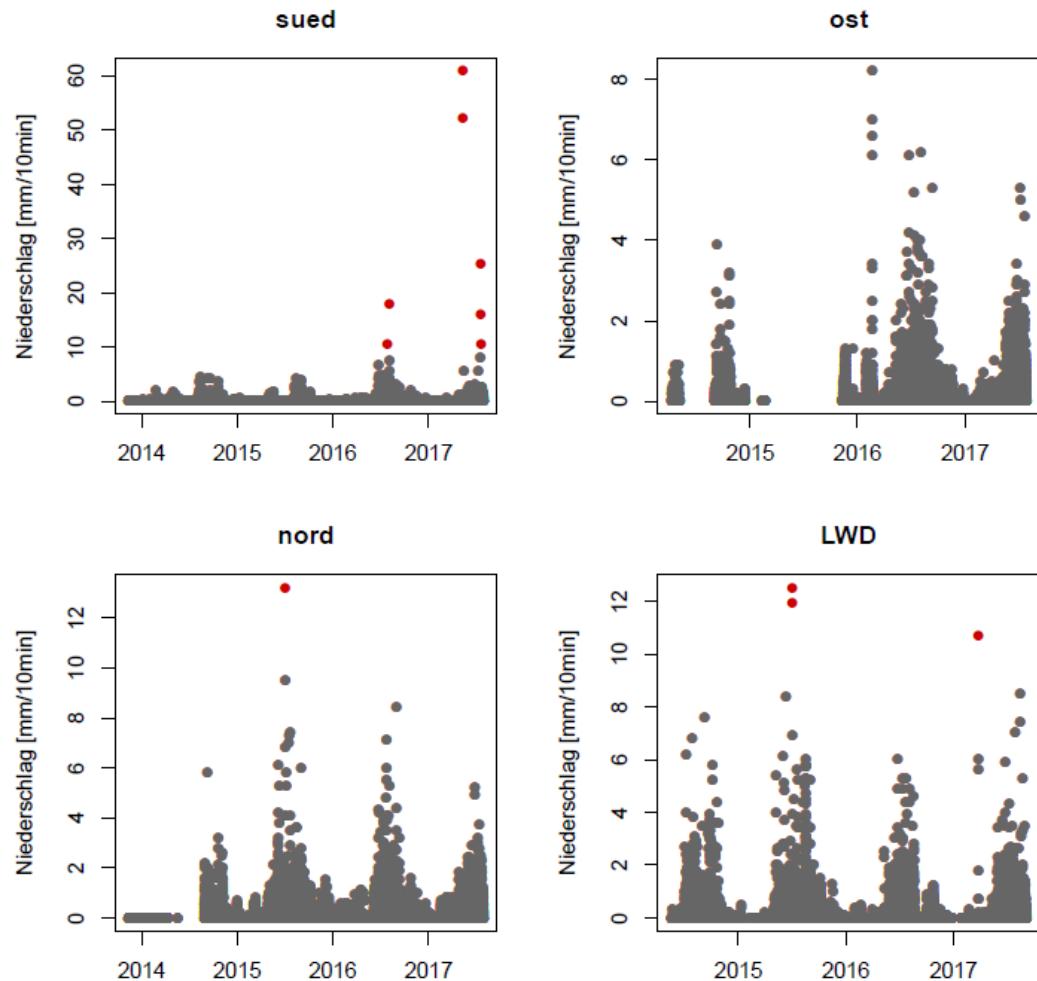
### **3.2.1 Datenaufbereitung und Datenergänzung der Niederschlagsmessungen**

Datenlücken oder fehlerhafte Niederschlagsmesswerte treten vor allem bei den unbeheizten Niederschlagswippen auf, die feste Niederschläge nicht aufzeichnen können und nur für die Erfassung der sommerlichen Flüssigniederschläge geeignet sind. Um die Fehlmesswerte aus der Zeitreihe zu filtern, wird die Temperatur als Indikator für das Auftreten von Flüssigniederschlägen hinzugenommen und ein Schwellenwert von 2 °C angesetzt. Bei 2 °C beträgt der Schneeanteil im Niederschlag noch ca. 50 % und erst bei steigender Temperatur überwiegt der Flüssiganteil (Kienzle 2008; Leavesley et al. 1983; Pipes, Quick 1977). Durch diesen Temperaturschwellenwert wird Schneeregen mit über 50 % Schneeanteil dementsprechend noch dem Festniederschlag zugerechnet.

Oftmals ist der Auffangtrichter noch mit Schnee gefüllt, welcher sukzessive bei Sonneneinstrahlung schmilzt und die Wippschalen unterhalb des Trichterauslaufes füllt, wodurch fälschlicherweise Niederschlag registriert wird. Daher ist ein Abgleich mit den anderen Messstationen essentiell, um diesen Fehler auszuschließen. Die Korrektur der Rohdaten aus den Niederschlagsmesszeitreihen wurde in einer mehrstufigen Aufbereitung auf Fehler überprüft:

- Konsistenzfehler: Alle Werte eines Tages sind > 0 mm. Dadurch werden beispielsweise Entleerungsvorgänge der wägenden Pluviometer oder ein automatisiertes Rücksetzen der über längere Zeiträume aufsummierten Niederschlagsdaten detektiert.
- Überprüfung auf Summenfehler: Alle Tagessummen über 50 mm werden im Abgleich mit anderen Stationsdaten auf Zuverlässigkeit überprüft.
- N-Differenz in 10 min beträgt maximal 25 mm; Starkniederschläge werden immer mit Messungen der anderen Stationen verglichen.
- N-Differenzen ab 8 mm/10 min werden im Niederschlagsverlauf und Abgleich mit den anderen Stationen gesondert betrachtet.

In den nachfolgenden Grafiken (Abb. 18) sind die 10-minütig registrierten Niederschlagswerte aus den Rohdaten der Stationen Süd, Nord, Ost und der Station LWD eingezeichnet. Messwerte, die über 10 mm/10 min liegen, sind rot hervorgehoben. An den Stationen Ost und Nord entstanden durch Messgeräteausfall mehrmonatige Datenlücken.



**Abb. 18: Rohdaten der Niederschlagsmessungen an den Stationen Süd, Ost, Nord und LWD.** Messwerte über 10 mm/10 min sind als roter Punkt dargestellt.

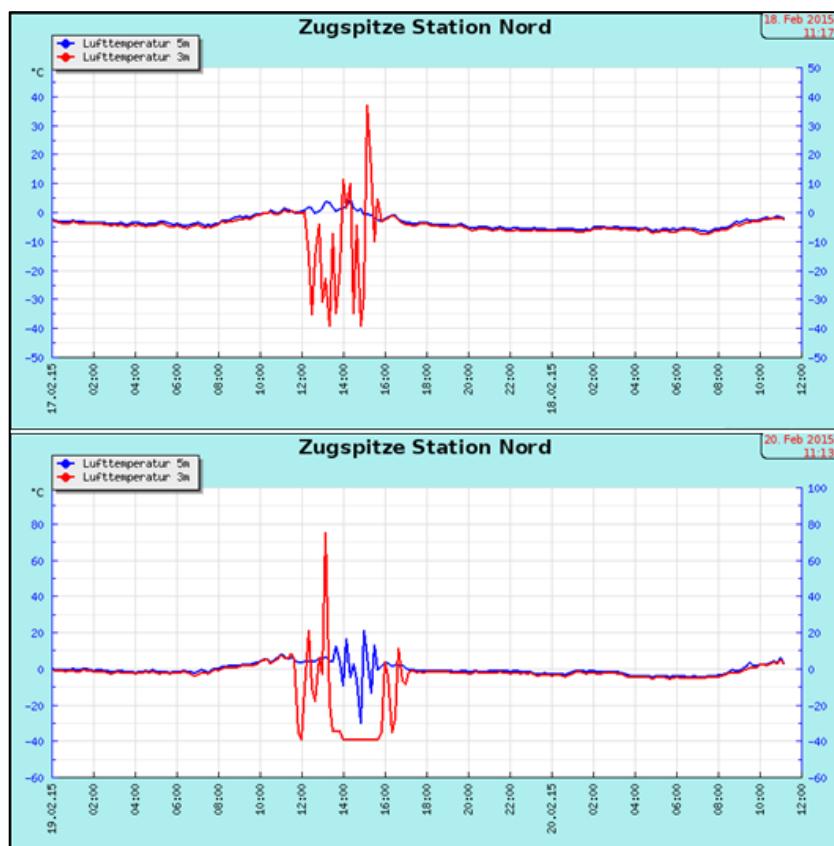
Quelle: Eigene Erstellung aus Stationsmessdaten.

Zu berücksichtigen ist außerdem, dass Stationsniederschläge zu einem gewissen Anteil systematisch unterschätzt werden. Ursachen dafür sind nach Maniak (2010, S. 21) Windeinfluss, Haftwasser an der Auffangfläche, Verdunstung aus der Sammelkanne und auch das Herauswehen von Regen abhängig von der Stärke der Windexposition. Verfahren zur Korrektur von Tageswerten wurden beispielsweise von Richter (1995) für unterschiedliche Niederschlagsarten entwickelt, wobei für genaue Korrekturen die Windgeschwindigkeiten sowie temperatur- oder strahlungsbedingte Verdunstungsverluste zu berücksichtigen sind. Ein weiteres Korrekturverfahren von Sevruk (1983) berücksichtigt die Windeinflüsse durch einen windbedingten Umrechnungsfaktor. In

Kap. 4 wird im Zuge der Wasserhaushaltsbilanzabschätzung auf die Korrektur der systematischen Messfehler eingegangen.

### 3.2.2 Datenaufbereitung und Datenergänzung der Temperaturmessungen

Die Lufttemperatur wird insbesondere für die Interpretation der Schmelzprozesse in der Schneedecke, dem Schneedeckenaufbau und der Schneehöhenentwicklung miteinbezogen. Abb. 19 stellt beispielhaft den Temperaturgang der ungeprüften Rohdaten der Station Nord am 17. und 19. Februar 2015 dar. An diesen beiden Tagen sind die Messfehler der Temperatursensoren offensichtlich, da die Schwankungen in kurzer Zeit unrealistische Extremwerte darstellen. Dabei können am Beispiel der Temperaturfühler einzelne Messfehler oder längere Messfehlerzeiten auftreten. Teilweise ist nur ein Sensor betroffen, teilweise zeichnen beide Temperatursensoren in unterschiedlichen Höhen zeitgleich Messfehler auf. Daher kann eine Korrektur der Daten nicht im Abgleich mit dem ggf. redundant vorhandenen Sensor vollzogen werden, sondern erfordert eine Überarbeitung der einzelnen Messreihen durch eine Extremwerte- und Fehlerkorrektur.



**Abb. 19: Messfehler des Temperaturgangs in 3m und 5m Höhe gemessen an der Station Nord am 17. und 19. Februar 2015.** Dies erfordert zwingend eine Überprüfung und Fehlerkorrektur der Rohdaten.

Quelle: Eigene Erstellung aus Stationsmessdaten.

Die Korrektur von fehlerhaften Temperaturmesswerten wurde einem mehrstufigen Verfahren in folgender Reihenfolge unterzogen:

- T MAX nicht über 30 °C und T MIN nicht unter -40 °C.
- Abweichung von Temperatursensor in 3 m Höhe zu Temperatursensor in 5 m Höhe darf 5 °C nicht übersteigen. Dieser Wert ist recht hoch angesetzt, doch bodennahes Schneetreiben kann teilweise innerhalb weniger Meter über dem Grund zu starken Temperaturänderungen führen. Beide Sensoren unterschiedlicher Höhe wurden bei über 5 °C Abweichung separat untersucht und ggf. korrigiert.
- Die zeitliche Temperaturdifferenz zweier aufeinanderfolgender Messwerte darf nicht mehr als 5 °C bei einer zeitlichen Auflösung von zehn Minuten betragen. Starke Temperaturänderung sind bei sich änderndem Windverhältnis im Hochgebirgsraum auch innerhalb kurzer Zeit möglich. Änderungen von über 5 °C wurden separat untersucht und ggf. korrigiert.
- Der Schwellenwert für Konsistenzfehler wurde auf zwölf gleiche Messwerte in Folge festgelegt. Bei Überschreiten des Schwellenwerts wurde die Messzeitreihe separat untersucht und ggf. korrigiert.

### 3.2.3 Datenaufbereitung und Datenergänzung der Wasserstandsmessung

Die Prüfung der fernübertragenen Einzelwerte der Wasserstandsmessungen wurden in Anlehnung an Empfehlungen der LAWA (2018, C.2) durchgeführt. Um den Datensatz möglichst in der Originalität beizubehalten, wurden einzeln auftretende Datenlücken dokumentiert und kleinere Lücken nur für Auswertungen der Abflussdaten in höherer zeitlicher Auflösung und kürzerer zeitlicher Betrachtung linear interpoliert. Ungewollte Extrema in den Wasserstandsdaten können nach einer Extremwertüberprüfung durch Festlegung von oberen und unteren Grenzwerten ausgeschlossen werden.

Ein sehr starkes Rauschen tritt bei Wasserstandsmessungen unter 3 cm bei extrem niedrigen Abflüssen auf, die sich allerdings auf die ohnehin unsicheren Messungen im Winter beschränken. Alle Wasserstandsmessungen unter diesem Schwellenwert können aufgrund ihrer ungenügenden Qualität nicht verwendet werden und auch alle Werte bei niedrigen Wassertemperaturen unter 0,3 °C wurden keiner weiteren Betrachtung unterzogen. Für die Bilanzierung wird allerdings nur das hydrologische Sommerhalbjahr betrachtet, da die erfassten Wasserstände im hydrologischen Winterhalbjahr im Untersuchungszeitraum nicht auf Verlässlichkeit verifiziert werden können. Die Wasserstandsmessungen im Winter können lediglich auf kurzzeitig

auftretende Schmelzwasser, vor allem aus dem südexponierten Kirchturmeinzugsgebiet (vgl. Abb. 20), hindeuten, dessen Wasser in den Quelltopfbereich mündet, ohne verlässlich quantifiziert zu sein.



**Abb. 20: Partnach-Ursprung mit südexponiertem Kirchturmeinzugsgebiet (roter Pfeil).**

Quelle: Bayerische Vermessungsverwaltung (2020).

Zum einen können sich Schneelawinen aus dem Kirchturmgebiet flussabwärts bis zur Pegelstation erstrecken und so die Gerinnestruktur des abfließenden Partnachwassers verändern. Somit lassen sich die Wasserstände nicht mehr mit der bestehenden Pegelschlüsselkurve berechnen. Zum anderen können von den Uferseiten in das Bachbett rutschender Schnee sowie sich möglicherweise an den Uferrändern bildende Eisformationen zu einem veränderten Fließquerschnitt führen. Dies würde die registrierten Wasserstände der eingemessenen Drucksonde durch das eingeengte Bachbett verfälschen, wodurch die W-Q-Beziehung nicht angewendet werden kann. Oftmals führen Eisbildung im Drucksondenrohr direkt zu falschen Messergebnissen, wenn das Eis einen Druck auf die Membran der Drucksonde ausübt. Zwar kann durch die Heranahme eines Schwellenwerts der Wassertemperatur die Eisbildung im Gewässer ausgeschlossen werden, dennoch können Veränderungen des Bachfließquerschnitts nur visuell überprüft werden. Nicht jedes Jahr treten Schneelawinen an der Partnachstörung auf. Allerdings können diese nicht

ausgeschlossen werden. Folgende Bilder in Abb. 21 zeigen die Pegelstation im schneereichen Jahr 2019, welche durch extreme Lawinenabgänge im Frühjahr unter den Schneemassen begraben wurde und selbst bis in den Sommer immer noch mit Schnee bedeckt war.



**Abb. 21: Lawinenereignis im Frühjahr 2019.** Lawinenschnee bedeckt die Pegelmessstelle (in Bild A markiert) und beschädigt das Generatorhaus (Bild B), wo sich Speichermodule befinden. In Bild A ist von der Ferne nur noch das Dach der Hütte innerhalb des roten Kreises zu erkennen. Einen Monat später ist die Pegelmessstelle immer noch durch den Lawinenschnee bedeckt (Bild C). Die verursachten Schäden sind an der Hütte deutlich erkennbar (Bild D), wo die vier Enden der Fußpfetten durch die Schneelast abgeknickt wurden.

Quelle: Eigene Aufnahmen vom 17. Mai 2019 (Bild A und B) und vom 19. Juni 2019 (Bild C und D).

Die Messdaten der Pegelstation des hydrologischen Sommerhalbjahres 2019 sind in diese Arbeit nicht miteingegangen, da die Abflussdaten bis in den Sommer aufgrund des Lawinenschnees, welcher den Profilquerschnitt des Bachbetts verändern kann, nicht valide sind. Zudem führte zeitweiliger Messgeräteausfall zu erheblichen Datenlücken bis zum Herbst desselben Jahres.

### 3.2.4 Datenaufbereitung und Datenergänzung der Wassertemperatur und elektrischen Leitfähigkeit

Einzelne Messfehler der Wassertemperatur aufgrund kurzer technischer Störungen wurden gemäß dem in Kap. 3.2 beschriebenen Vorgehen zur Fehlerüberprüfung linear interpoliert.

Höhere Messunsicherheiten treten hingegen bei der Erfassung der elektrischen Leitfähigkeit auf. Durch das sehr turbulente Fließverhalten können eingespülte Luftbläschen zu einer Verzerrung der Leitfähigkeitsmessungen führen. Diese treten insbesondere bei niedrigen Wasserständen unter 18 cm gehäuft auf, wobei bei weiterem Abflussrückgang die Leitfähigkeitssonde ausfällt. Erst mit Anstieg des Hydrographen mit Beginn der Schneeschmelze sind Leitfähigkeitsmessungen bis in den Herbst möglich. Alle Messungen der elektr. Leitfähigkeit außerhalb des Grenzwertbereichs wurden nicht betrachtet. Alle Werte mit einer Abweichung ab 25  $\mu\text{S}/\text{cm}$  wurden im Abgleich mit Wassertemperatur, Abfluss und Niederschlag überprüft und Lücken unter 10 Minuten gefüllt. Längere zeitliche Lücken bis 30 Minuten wurden nur bei zeitgleich ausbleibender Wasserstandsänderung und gleichbleibender Wassertemperatur sowie ausbleibenden Niederschlägen gefüllt. Größere Leitfähigkeitsänderungen bei gleichzeitigem Auftreten von starken Niederschlagsereignissen wurden nach Einzelfallüberprüfung ggf. für plausibel erachtet.

## 3.3 Erfassung von Niederschlag und Lufttemperatur

Die Messung des festen Niederschlags ist bisher nicht in der Genauigkeit möglich wie die des flüssigen Niederschlags (Singh, Singh 2001, S. 121) und dennoch von erheblicher Bedeutung zur Quantifizierung des Wasserhaushalts besonders in höher gelegenen Gebieten.

Allein die punktuellen Schneehöhenmessungen bei den Klimastationen geben wenig Aufschluss über den vorhandenen Schnee und die Schneemenge in einem Gebiet, da die Verteilung von Schneehöhen in den gebirgigen Regionen sehr heterogen stattfindet. Zudem lässt die Schneehöhe allein weder Aussagen über den Flüssigwasseranteil in der Schneedecke noch über die Schneedichte zu. Im Vergleich zu Regen fällt Schnee ungleichmäßiger in einem Gebiet und wird zudem durch starke Windwirkungen sowie Relief und Hangneigungseinflüsse wesentlich heterogener am Boden angereichert. Nach eigenen Schneehöhensondierungen sind sehr variable Schneehöhen auf engem Raum zu messen, wobei exponierte Kuppen meist deutlich geringere Schneemächtigkeiten aufzeigen als Muldenstrukturen, in denen sich der Schnee überproportional akkumuliert.

Auch kann der im Gebiet rückgehaltene Schnee durch Setzungs- und diverse Rutschungsprozesse besonders in steileren Hanglagen erneut verlagert werden.

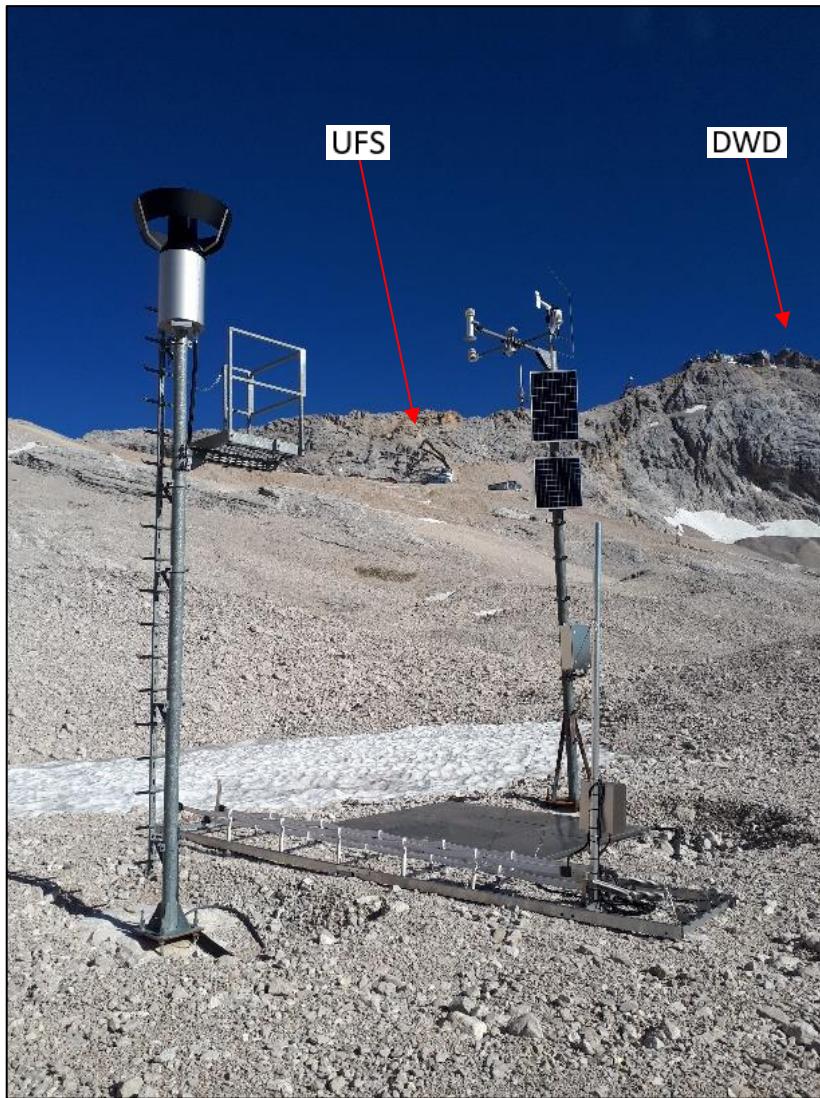
Im Untersuchungsgebiet sind zwei verschiedene Niederschlagsmessgeräte im Einsatz: An den Stationen Ost und LWD werden die wägenden Niederschlagsmesser des Typs NIWA/MED-K505 mit einer Auffangfläche von 500 cm<sup>2</sup> in einer Höhe von 500 cm über Grund betrieben. Diese Messgeräte sind in der Lage sowohl feste als auch flüssige Niederschläge zu erfassen und aufzuzeichnen (Singh, Singh 2001, S. 124). Die Datenlogger beider Messeinrichtungen hinterlegen die Daten kumulativ im Speicherintervall von zehn Minuten und messen die Niederschlagsmenge mit einer Auflösung von 0,1 mm. Ergänzend sind an den Stationen Nord und Süd Niederschlagswippen des Typs MR3 mit einer Auffangfläche von 500 cm<sup>2</sup> installiert. Diese sogenannten Ombrometer dienen der Erfassung von Regenmenge und -intensität. Diese Geräte sind nicht beheizt und können damit keine Festniederschläge erfassen. Allerdings dienen die Niederschlagswippen ergänzend zu den wägenden Niederschlagsmessern zur effizienteren Erfassung der sommerlichen Niederschlagsverteilung.

Die Wippen sind auf einer Trägersäule in Höhe von 200 cm über Grund montiert. Die vertikale Innenseite des Auffanggefäßes verjüngt sich zu einem Ablaufrichter und leitet das Regenwasser in eine Kippwaage (Maniak 2010, S. 19 f.). Die im Ablaufrichter weitergeleiteten Tropfen gelangen in eine von zwei Wippschalen, welche bis zu einer Wassermenge von 0,2 cm<sup>3</sup> bzw. 0,1 mm Niederschlag gefüllt wird. Sobald die Wippschale kippt und sich entleert, wird zeitgleich die zweite Schale bereitgestellt. Jeder dieser Kippvorgänge löst einen Impuls aus, welcher registriert wird und einer Niederschlagshöhe von 0,1 mm entspricht. Diese Vorgänge wiederholen sich für die Dauer des Niederschlagsereignisses. Die registrierten Anzahlen und Zeitpunkte der Wippen entsprechen dabei der Niederschlagsmenge und -dauer (Maniak 2010, S. 21). Die Größe der Auffangfläche und die volumetrische Messauflösung entsprechen der WMO-Norm. Da aufgrund der rudimentären Infrastruktur auf dem Zugspitzplatt eine Ausrüstung mit Heizung aufgrund des hohen Energiebedarfs nicht möglich ist, ist dieses Wippensystem nur für flüssige Niederschlagsmessungen und für Temperaturen oberhalb des Gefrierpunkts ausgelegt. Der Einsatz dieser Messsysteme beschränkt sich somit laut Herstellerangaben vorwiegend auf die Erfassung sommerlicher Niederschläge. Beim Vergleich der Niederschlagsmessungen mit anderen Messungen desselben Bauprinzips ist zu berücksichtigen, dass die Auffangfläche standardmäßig 200 cm<sup>2</sup> beträgt und in 1,0 m Höhe aufgestellt wird. Dies hat andere aerodynamische Auswirkungen zur Folge. An den meteorologischen Stationen sind zusätzlich Lufttemperatursensoren installiert,

mithilfe derer das Auftreten von Fest- und Flüssigniederschlägen unterschieden werden kann.

Die eingesetzten Niederschlagswaagen sind Präzisionswaagen zur direkten Messung von Regen, Schnee und Hagel und besitzen eine zylindrische Auffangfläche von 500 cm<sup>2</sup> und einen Windschild, um an der Öffnung auftretende Windturbulenzen zu minimieren, welche die Messung gegebenenfalls stark beeinflussen können. Um auch Starkniederschläge zu erfassen und aufzuzeichnen, sind diese mit einem großen Sammelbehälter sowie einer automatischen Entleerungsvorrichtung ausgestattet. Auch feste Niederschläge werden direkt ohne vorheriges Schmelzen erfasst, wodurch die Messung laut Herstellerangaben unmittelbar bei Niederschlagseinsatz startet. Die Waagen beinhalten ein umweltfreundliches Frostschutzmittel, um ein Gefrieren zu verhindern und den einfallenden Schnee sukzessive zu schmelzen. Die gemessene Wassermenge wird dabei in mm angegeben. Die Auffanghöhe liegt aufgrund der hohen im Winter auftretenden Depositionsmengen mit 5 m über Grund weit über der Norm und ist beim Vergleich von Niederschlagsmessungen in der Standardhöhe von 1 m zu berücksichtigen. Diese Form der registrierenden Niederschlagsmesser erlaubt neben der Niederschlagsmenge auch den zeitlichen Verlauf der Niederschlagsintensität zu messen (Häckel 2016, S. 386).

Neben den Niederschlagsmessern sind an der Station LWD (siehe Abb. 22) zusätzlich eine Schneewaage (SSG) und ein Snow Pack Analyzer (SPA) installiert, um den Flüssigwasser- und Eisanteil nahe über der Erdbodenoberfläche und die akkumulierte Schneemenge zu erfassen.



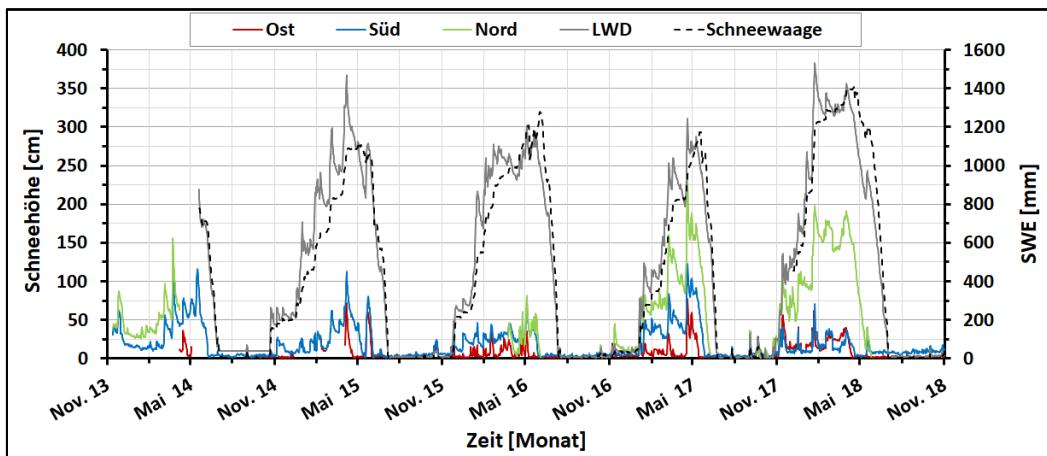
**Abb. 22:** Station LWD mit Niederschlagswaage, Snow Pack Analyzer, Schneewaage und Mast mit weiterer Messtechnik zur Erfassung von Windrichtung und -geschwindigkeit, Temperatur, relativer Feuchte, Schneehöhe und Strahlung. Mittig im Hintergrund ist die UFS unterhalb des Grats zwischen Zugspitze und Schneefernerkopf, im rechten Bildbereich oberhalb der massiven Kalksteinwand die Bebauungen der Bergstationen der Zugspitz- und Ehrwaldbahn sowie des Hochgebirgsobservatoriums des DWD zu erkennen.

Quelle: Eigene Aufnahme, August 2019.

Die 2,8 m auf 2,4 m große Messfläche der Schneewaage besteht aus sieben perforierten Aluminiumplatten, welche laut Hersteller einen guten thermischen Fluss und ein schnelles Ablaufen von Schmelzwasser begünstigen sollen. Die Fläche der Stabilisationsfläche ( $6,72 \text{ m}^2$ ) verhindert die Bildung von Eisbrücken, welche den Druck auf das darunterliegende Schneepaket verändern können, indem die Auflast des darüber liegenden Schnees in umgebende Schneeschichten abgeleitet wird. Die Schneeauflast wird in ein Schnee-Wasser-Äquivalent umgerechnet und mit einer Auflösung von 0,1 mm ausgegeben.

### 3.4 Schneehöhenerfassung und Schneedeckenaufbau

Die Schneebedeckung ist neben Eis auf Seen, Flüssen, Meeren und Kontinenten, zeitweilig gefrorenem Untergrund sowie Permafrost ein wichtiger Bestandteil der Kryosphäre und mit einer mittleren maximalen Flächenausbreitung von 47 Mio. km<sup>2</sup> deren zweitgrößte Komponente (Armstrong, Brun 2008, S. 1 f.). Schnee als feste Form des Niederschlags beeinflusst den Wasserhaushalt des Einzugsgebiets durch Wasserspeicherung (Baumgartner, Liebscher 1996, S. 282 f.; Fohrer et al. 2016, S. 65) und hat damit eine besondere hydrologische und wasserwirtschaftliche Bedeutung. Die Schneedecke wird u. a. durch die Schneehöhe [cm], die Schneedichte [g/cm<sup>3</sup>], das Schneewasseräquivalent [mm] und die Schneedeckendauer [d] charakterisiert. Durch die hohe alpine Lage des untersuchten Zugspitzplatts fällt der winterliche Niederschlag weitgehend in fester Form und verbleibt durch die tiefen Temperaturen als Schneedecke im Gebiet. Über die Zeit wachsen die Schneeschichten verschiedener Schneefallereignisse zu mächtigen Schneedecken heran. Mittels Ultraschall-Schneehöhensensoren wird die Höhenveränderung der Schneedecke über die Wintersaison auf dem Zugspitzplatt zeitgleich an mehreren Orten aufgezeichnet (siehe Abb. 23) und liefert einen ungefähren Hinweis über die vorhandene Schneemenge im Gebiet. Die räumliche Verteilung alpiner Schneedecken wird durch eine große Variabilität geprägt (Grünwald et al. 2013).



**Abb. 23:** Verlauf der Schneehöhenentwicklung in cm an den Messstationen Ost, Süd, Nord und LWD (durchgezogene Linien) und des berechneten Schneewasseräquivalents an der Station LWD (schwarze gestrichelte Linie) in den Jahren 2013 bis 2018. Dargestellt sind berechnete Tagesmittelwerte.

Quelle: Eigene Erstellung und Bearbeitung.

Während in den tiefergelegenen Bereichen des Zugspitzplatts beispielsweise an der Station Ost und Süd die Schneedecken geringmächtiger ausfallen, bilden sich in den Hochlagen des Zugspitzplatts über die Wintersaison mächtige Schneedecken. Neben der

Höhenlage ist zusätzlich der Standort der Messstationen zu berücksichtigen, der sich schadensvorbeugend vor Lawinen zum Teil in flachen Kuppenlagen befindet. Dadurch können In-situ-Schneedeckenaufnahmen von den aufgezeichneten Schneehöhen der Messstationen trotz ähnlicher Höhenlage deutlich abweichen. Trotzdem geben die Messwerte einen Rückschluss auf die Schneedeckenentwicklung während des hydrologischen Winterhalbjahres und die deponierten Schneemengen im Gebiet. Die Schneemächtigkeiten variieren von Jahr zu Jahr zum Teil stark. So war die Schneedecke an der Station LWD in der Wintersaison zum Peakzeitpunkt im Jahr 2018 einen Meter mächtiger als im Jahr 2016.

Durch die gemessenen Schneehöhen allein können jedoch nur unzureichend genaue Aussagen über die Wassermenge in der Schneedecke getroffen werden. Auch Rückgänge der Schneehöhe bedeuten nicht unbedingt einen Wasserverlust aus der Schneedecke. Durch Temperatureffekte und Auflastdruck der überlagernden Schichten aus nachfolgenden Schneefällen wird der persistierende Schnee durch Metamorphoseprozesse in seiner Textur, Größe und Form verändert (Armstrong, Brun 2008, S. 3). Folglich setzen Verdichtungsprozesse im Schneepaket ein, was die Änderung der Schneehöhen über die Zeit trotz Temperaturen im negativen Bereich erklärt. Die erste abbauende Umwandlung erfolgt zügig innerhalb von Stunden bis Tagen, da die Schneekristalle aufgrund ihrer großen Oberfläche bei gleichzeitig kleinem Volumen thermodynamisch aktiv sind (Armstrong, Brun 2008, S. 3). Auch menschliche Aktivitäten, beispielsweise Skifahrer, die abseits von Pisten direkt unter dem Höhensor sensor durchfahren (siehe Abb. 24), führen zu Messfehlern der Schneehöhe. Das Gewicht der Schneedecke auf die Schneewaage kann dagegen nach Fehlerprüfung recht zuverlässig für die Bewertung der vorhandenen Wassermenge in der Schneedecke herangezogen werden.



**Abb. 24: Station Süd.** Blick über das Reintal auf den Hochwannerkamm, im rechten Bildbereich ist das Gatterl erkennbar. Obwohl die Station weit abseits des Pistenbereichs installiert ist, durchkreuzen Skifahrer die Station und verfälschen die Schnehöhenmessungen.

Quelle: Eigene Aufnahme, April 2017.

Für ein besseres Verständnis der Schmelzwasserproduktion aus der Schneedecke sind laufende Beobachtungen der Schneedecken in Schneeprofilen (vgl. Abb. 25) besonders bei steigenden Temperaturen im Frühjahr hilfreich. Nach Colbeck et al. (1990, zit. in: Armstrong, Brun 2008, S. 21) wird aufgrund der hohen Variabilität der Schneeporosität und Schneestruktur eine internationale Klassifikation (Fierz et al. 2009) für wissenschaftliche Untersuchungen verwendet, um die unterschiedlichen Schneetypen der saisonalen Schneedecken zu beschreiben. Über eine qualitative Untersuchung der Kornform und -größe werden die Schneetypen in sechs größere Klassen unterteilt, mit der die stattfindenden Metamorphoseprozesse der Schneedecke abgeleitet werden können (Armstrong, Brun 2008, S. 21). Die zunehmende Schneedichte ist neben den Setzungsvorgängen durch Gewichtauflast auf abbauende Metamorphoseprozesse zurückzuführen, in der durch flüssige und dampfförmige Massenumlagerungen die Schneekristalle eine rundkörnige Struktur annehmen. Die Kristalloberflächen sind thermodynamisch instabil und der Wasserdampfstrom geht hierbei von Bereichen höherer zu niedrigerer Temperatur (Baumgartner, Liebscher 1996, S. 286 f.; Wilhelm 1997, S. 110). Größere Altschneekörner wachsen wegen ihrer geringeren Oberflächenspannung auf Kosten der kleineren und der Umwandlungsprozess von Neu- in Altschnee vollzieht sich bei wärmeren Temperaturen durch das Auftreten von flüssigem Wasser besonders rasch (Wilhelm 1997, S. 111). Bei Auftreten von hohen Temperaturgradienten sind aufbauende Metamorphosen zu beobachten, indem durch

dampfförmige Wasserumlagerungen Kristallneubildungen von kantigen Formen bis hin zu Becherkristallen stattfinden (Baumgartner, Liebscher 1996, S. 287 f.; Wilhelm 1997, S. 111). Schmelzformen hingegen treten dann auf, wenn die Temperatur der Schneedecke 0 °C beträgt und der Feuchtigkeitsgehalt in der Schneedecke steigt (Fierz et al. 2009).

Die Schneemengen werden über das Schneewasseräquivalent (SWE, engl.: snow water equivalent) gemessen, welches die Höhe der Wassersäule in mm des theoretisch geschmolzenen Schnees darstellt. Weitere wichtige Schneedeckenparameter sind die Schneetiefe [cm] und die Schneedichte [ $\text{kg}/\text{m}^3$ ], welche durch das Wiegen eines Ausstechzylinders mit einem bekannten Volumen errechnet wird.



**Abb. 25: Schneedeckenaufnahmen und Beprobungen im Winterhalbjahr.**

Quelle: Eigene Aufnahme vom 01. April 2016.

Die Schneeprofilaufnahmen und Messergebnisse der schneehydrologischen Parameter stellen für die Separation der Abflusskomponenten, welche in Kap. 6 erläutert wird, ein wichtiges Fundament zur Interpretation und Validierung der Berechnungen dar.

### 3.5 Erhebung hydrologischer und physikochemischer Daten

Die Wasserstandsaufzeichnungen in der Partnach in Verbindung mit Abflussmessungen sind Voraussetzung für die Ermittlung der Abflussganglinie (Maniak 2010, S. 56; Morgenschweis 2010, S. 25). Am Pegel der Partnach ist eine Drucksonde installiert, welche die Wasserstandsänderung redundant zu einem Pegelradar in gemittelten Fünf-Minuten-Werten an das MDL-Modul zur Speicherung des Messwerts leitet. Zur Messung des Abflusses bietet sich im Gebirgsbach der Partnach das Salzverdünnungs- oder Salzmischungsverfahren an, da aufgrund der geringen Wassertiefe, den hohen Fließgeschwindigkeiten und den starken Turbulenzen andere Messverfahren zur Bestimmung des Abflusses an Messgenauigkeit verlieren oder nicht mehr eingesetzt werden können (Fohrer et al. 2016, S. 136; Maniak 2010, S. 68; Morgenschweis 2010). Dabei wird der Verdünnungsgrad des Markierstoffs nach Eingabe ins Wasser bestimmt. Je stärker die gemessene Verdünnung im Vergleich zur eingegebenen Konzentration ausfällt, desto größer ist der Abfluss (Fohrer et al. 2016, S. 136; Morgenschweis 2010, S. 253 ff.).

Im Rahmen diverser studentischer Abschlussarbeiten und innerhalb des VAO-Projektes wurden die Abflussmessungen mit der Salzverdünnungsmethode durchgeführt. Dazu wurde vor und während der Messung der Wasserstand mittels der installierten Pegellatte und der Drucksonde bestimmt, um anschließend den berechneten Durchflusswert einem bestimmten Wasserstand zuordnen zu können. Bei den Messdurchführungen erfolgte die Tracereingabe über eine Momentaneingabe, das heißt, die gesamte Tracermasse wurde bei jeder Messung einmalig dem Partnachwasser hinzugegeben. Nach Coldewey und Göbel (2015, S. 65) erzeugt die Lösung, Dispersion und Diffusion des Markierungsstoffes eine messbare Fahne, die sich im Gewässer abwärts bewegt. Nach einer kurzen Durchmischungstrecke von einigen Zehnermetern flussabwärts wurde der Verdünnungsgrad des Tracers bestimmt. Die hohen Fließgeschwindigkeiten und starken Turbulenzen dieses Gebirgsbaches gewähren eine ausreichende Durchmischung des Salzes und ermöglichen eine plötzliche Injektion an der Impfstelle ohne vorherige Lösungsherstellung des Tracers. Diese sog. Integrationsmethode wurde der Methode mit konstanter Einspeisung mittels einer sog. Mariotteschen Flasche vorgezogen, da aufgrund der Abgelegenheit des Pegels die Vorteile in der schnelleren Versuchsdurchführung und des niedrigeren Salzbedarfs liegen (Morgenschweis 2010, S. 261 f.). Der Durchgang der Tracerwolke wurde dabei *in situ* kontinuierlich messtechnisch erfasst.

Unter der Voraussetzung, dass der Abfluss  $Q$  während des Versuchs konstant ist, wird nach Morgenschweis (2010, S. 267 f.) anhand der Tracerdurchgangskurve der entsprechende Abflusswert ermittelt. Dabei gilt:

**Gl. 2: Salzverdünnungsmethode**

$$Q = \frac{M}{\int_0^t C(t) dt}$$

mit

$M$  = Eingabemenge des Tracers [g oder kg],

$Q$  = Durchfluss [ $m^3/s$ ],

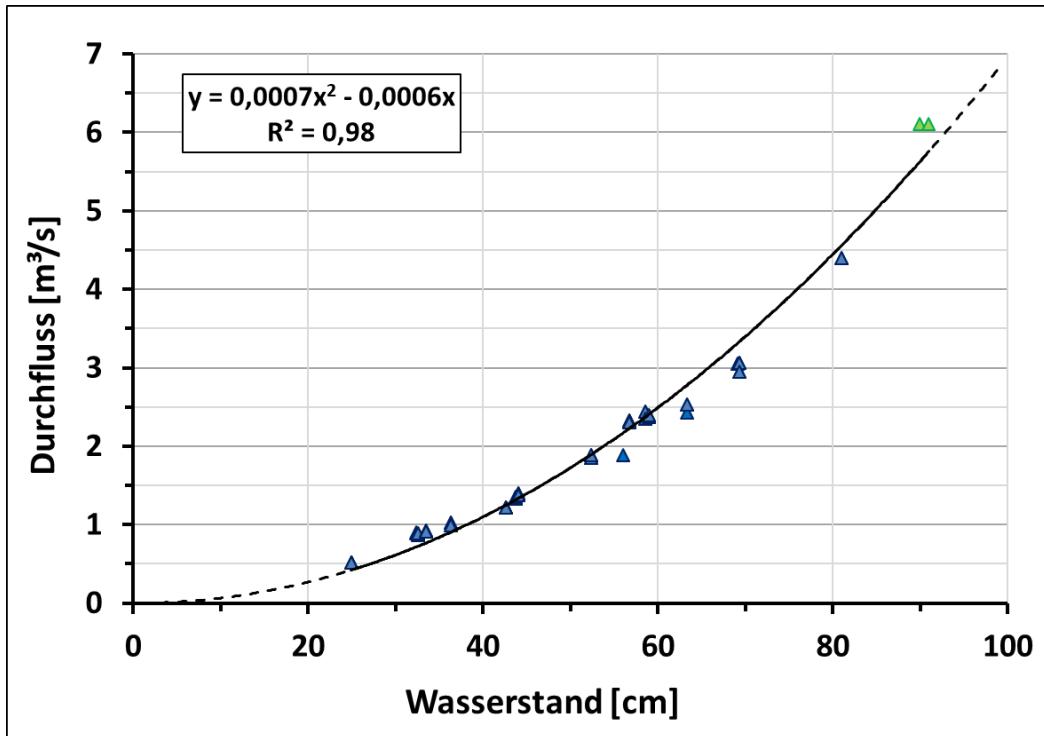
$C$  = Tracerkonzentrationsverlauf an der Messstelle [ $g/m^3$  bzw.  $\mu g/l$ ],

$t$  = Messintervall [s].

Die mehrmalig durchgeführten Abflussmessungen bei unterschiedlichen Wasserständen lassen für die Partnach-Pegelstation eine Beziehung zwischen Wasserstand und Abfluss erkennen, welche in einer Pegelschlüsselkurve bzw. Abflusskurve dokumentiert ist. Eine solche Kurve ist im Grunde genommen nur gültig, wenn sich die Gerinnegeometrie an der Stelle nicht verändert (Nützmann, Moser 2016, S. 43).

Die folgende Darstellung (Abb. 26) bildet mit dem gemessenen Abfluss als Ordinate und des beobachteten Wasserstands als Abszissenwert die Abflusskurve (Maniak 2010, S. 69) und wurde zur leichteren Vergleichbarkeit zu zuvor erstellten Abflusskurven von Wetzel (2004a) und Morche (2006) in derselben Form aufgezeichnet. Beim Vergleich mit den früher gemessenen und berechneten Abflüssen durch Morche (2006) sind allerdings gewisse messtechnische Unterschiede zu berücksichtigen, da seinerseits für die Erstellung der W-Q-Beziehung die Fließgeschwindigkeiten durch die Verwendung eines hydrometrischen Flügels erfasst wurden.

Zur Berechnung der Beziehung zwischen Wasserstand und Abfluss wurde durch die eingezeichneten Messpunkte (Abb. 26) die sich aus gemessenen Abflüssen und den zugehörigen Wasserständen zusammensetzen, eine empirische Ausgleichsfunktion gelegt (Morgenschweis 2010, S. 377 f.). Mit den grün dargestellten Punkten gingen vier neue Abflussmesswerte ein, erstmals auch bei höheren Wasserständen über 90 cm. Die erklärte Varianz der polynomischen Funktion zweiten Grades liegt im Bereich der Messwerte nahe Eins und drückt sich damit durch ein hohes Bestimmtheitsmaß aus. Außerhalb der Messbereiche, bei sehr niedrigen oder sehr hohen Wasserständen unter 25 cm bzw. über 90 cm, ist die W-Q-Beziehung durch die extrapolierte Funktion annähernd abgeschätzt und in der Grafik durch die Fortführung der gestrichelten Linie außerhalb des erfassten Durchflussmessbereichs dargestellt.



**Abb. 26: Wasserstands-Abfluss-Beziehung an der Partnach.** Die neu gewonnenen Messwerte (grün) fügen sich folgerichtig in die bestehende Datenreihe (blau) ein. Die Trendlinie gibt durch die zusätzlichen Messungen die höheren Abflüsse während hoher Wasserstände zuverlässiger wieder und ergänzt die Messreihe mit zwei weiteren Messungen im mittleren Abflussmengenbereich (in der Grafik durch blaue Messpunkte überlagert). Insgesamt gehen 33 Messwerte ein.

Quelle: Eigene Bearbeitung und Erstellung nach Daten von Schirmer und Wetzel (2015).

Mit dem neuen Abflussmesswert von  $6,1 \text{ m}^3/\text{s}$  bei einem Wasserstand von  $91 \text{ cm}$  sind die hohen Abflüsse zu den entsprechenden Wasserständen mit der neu ermittelten W-Q-Beziehung genau zu ermitteln. Die Beziehung wird anhand der folgenden Gleichungen ausgedrückt:

### Gl. 3: W-Q-Beziehung

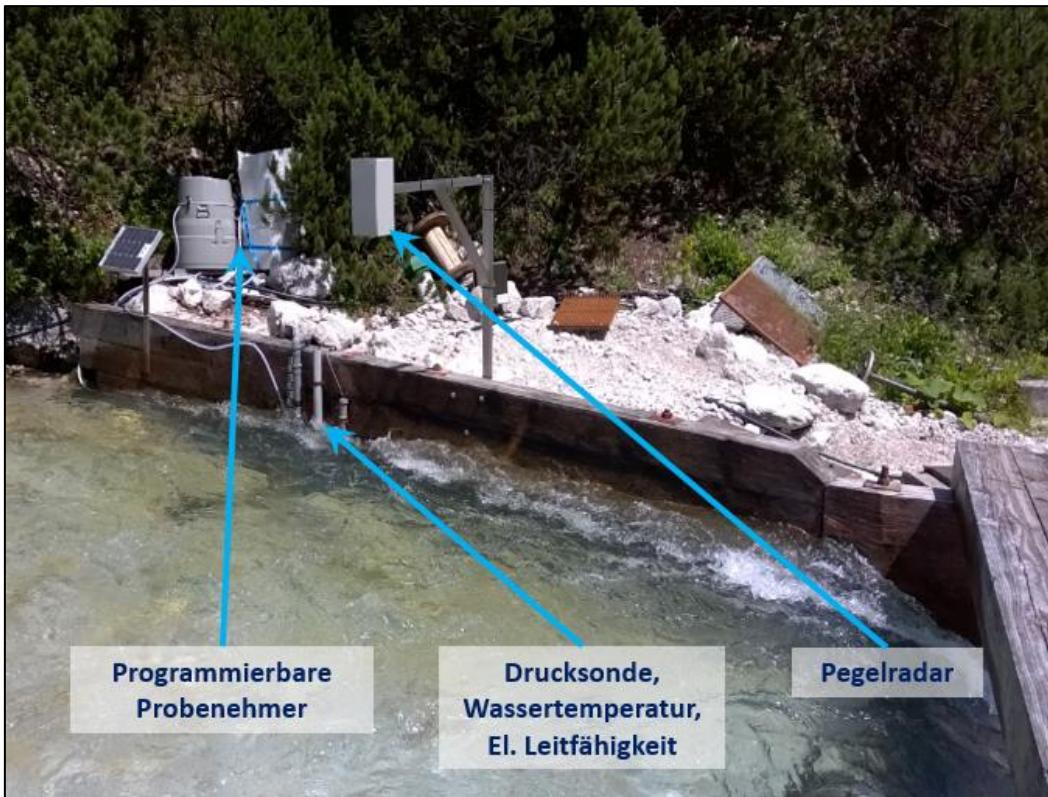
$$y = 0,0007x^2 - 0,0006x$$

Zu beachten ist, dass die Abflusskurve bei den sehr hohen Abflüssen nur anhand von zwei Messwerten gestützt wird und über diese Abflussmessung hinaus die Abflusskurve extrapoliert ist. Zwar haben Abflussmessungen in verschiedenen Jahren bei etwa gleich hohen Wasserständen gut übereinstimmende Messergebnisse erzielt, dennoch ist nicht ausgeschlossen, dass sich die unbefestigte Bachsohle, insbesondere nach einem starken Hochwasserereignis, verändert kann und somit die Verlässlichkeit der Schlüsselkurve durch weitergeführte Abflussmessungen überprüft werden sollte. Neben den langzeitlichen Sohlveränderungen sind insbesondere kurzfristige, saisonbedingte Veränderungen im Gebiet durch Eisbildung zu berücksichtigen, die zu einem

veränderten Gerinnequerschnitt an der Pegelstation führen können. Daher ist die Pegelschlüsselkurve in den Wintermonaten mit Vorsicht anzuwenden, da starke Änderungen der Gerinnebeschaffenheit aufgrund der schwierigen infrastrukturellen Erreichbarkeit nicht überprüft werden können.

An der Pegelstation wird Oberflächenwasser des Kirchturmeinzugsgebiets miterfasst, welches aus einem kleinen, etwa  $0,75 \text{ km}^2$  großen Seitenkar oberflächlich der Partnachquelle zufließt. Die Wassertemperatur dieses Zuflusses wird zeitweise mithilfe einer dort installierten Sonde erfasst. Das zufließende Wasser wird aufgrund der geringen Einzugsgebietsgröße nicht gesondert betrachtet.

Die Temperatur des Partnachwassers wird in derselben hohen zeitlichen Auflösung wie der Wasserstand erfasst. Wie Abb. 27 zeigt, ist dazu eine Wassertemperatursonde am Pegel installiert, welche ganzjährig betrieben wird. Deren Messdaten liefern zusammen mit der Temperatursonde im Zuflusswasser wertvolle Hinweise auf die quantitative Abflusszusammensetzung von Oberflächenabfluss aus dem Kirchturmeinzugsgebiet und Quellwasser aus dem Karstbereich der phreatischen Zone, da sich die schwankenden Wassertemperaturen des Oberflächenabflusses besonders im Sommer von den fast konstanten Wassertemperaturen der Partnachquelle zum Teil deutlich unterscheiden. Weiterhin sind in Abb. 27 im linken Bereich die Probenehmer erkennbar, welche automatisiert Wasserproben in Flaschen für die spätere Untersuchung im Labor abfüllen und zwischenlagern können. Die Taktung des Probenahmezeitpunkts und die Abfüllmenge sind programmierbar.



**Abb. 27: Installierte Gerätschaften am Hilfspegel Partnach-Ursprung zur Erfassung des Wasserstandes, der Wassertemperatur, der elektrischen Leitfähigkeit sowie zur automatisierten Probenahme.**

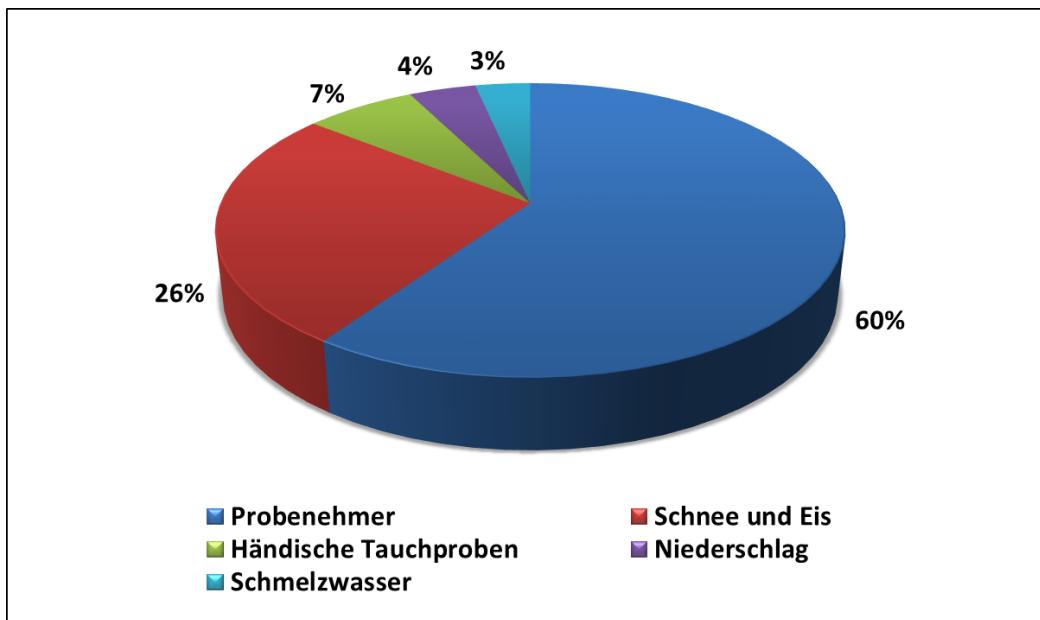
Quelle: Eigene Aufnahme, Juli 2017.

Die elektrische Leitfähigkeit des Wassers, ebenfalls mit einer Sonde gemessen, beschreibt die Fähigkeit der Lösung, einen elektrischen Strom zu transportieren. Je mehr das Wasser mit Ionen aus dem Wetterstein-Kalkstein oder mit anderen Salzen angereichert ist, desto höher ist die elektrische Leitfähigkeit. Der Stromfluss wird nach dem Ohmschen Gesetz mit einem amperometrischen Messsystem erfasst und die Messgröße in Mikrosiemens pro Zentimeter [ $\mu\text{S}/\text{cm}$ ] ausgegeben. Die Leitfähigkeitssonde liefert in gleichen Zeitschritten Messergebnisse wie die Messinstrumente für Wasserstand und Wassertemperatur.

### 3.6 Erfassung der isotopischen Zusammensetzung der Abflusskomponenten

Um die einzelnen Abflusskomponenten anhand des Isotopengehalts trennen zu können, bedarf es genauer Kenntnis über die isotopische Zusammensetzung des Partnachwassers, das sich aus unterschiedlichen Wässern zusammensetzt. Die Abflussanteile der Partnachquelle stammen aus infiltrierendem Wasser auf dem Zugspitzplatt von Schneedecken, von verschiedenen Regenereignissen und vom

Gletscher. Darunter mischt sich in geringerem Umfang Oberflächenwasser aus dem Kirchturmeinzugsgebiet. Zur genauen Bestimmung der Komposition des Partnachwassers wurde zum einen die isotopische Zusammensetzung des Partnachwassers über die Zeit gemessen, zum anderen wurden über die Jahre Proben aus Schneeprofilen, Gletscher und Niederschlagswasser genommen. Die Probenahme gestaltete sich unterschiedlich schwierig. Während an der Pegelstation automatische und zeitlich individuell programmierbare Probenehmer vorhanden waren, mithilfe derer eine Vielzahl an Proben gewonnen werden konnte, war die Probenahme der Schmelzwasser aus der Schneedecke und den einzelnen Schneeschichten deutlich herausfordernder. Insbesondere das Niederschlagswasser und Schneeschmelzwasser konnten nur während der Geländeaufenthalte und der Profilaufnahme entnommen werden. Die Beprobung von Schmelzwasser erforderte ein Abgraben bis zur Basis der Schneedecke, die zum Teil mehrere Meter mächtig war. Die Probenahme von Schmelzwasser während der Schneeschmelze erfolgte an der Schneebasis in einem ungestörten Profil. Dazu startete die Grabung der Schneeprofile in einem Eck eines abgezäunten Gebiets bei der Station LWD und folgte in einem Raster von 5 m auf 5 m zum angrenzenden Profil in einem zeitlichen Abstand von ca. 15 Tagen (Hürkamp et al 2019). Das Schneeschmelzwasser infiltriert unter der Schneedecke direkt in den anstehenden Fels und sammelt sich nur an wenigen vereisten Stellen in Senken. Zwar wäre in den zeitweilig existierenden kleinen Schmelzwasseransammlungen eine Beprobung einfach durchzuführen. Doch durch den direkten atmosphärischen Austausch ist eine Veränderung der isotopischen Zusammensetzung nicht ausgeschlossen. Damit würden diese Proben nicht den Isotopengehalt des weiträumig infiltrierenden Schmelzwassers repräsentieren. Aufgrund fehlender technischer Ausstattung beispielsweise von Schneelysimetern mit automatischer Schmelzwasserprobengewinnung und durch die Abgelegenheit des Untersuchungsraums konnten Niederschlagsproben und Schmelzwasserproben nur *in situ* und diskontinuierlich entnommen werden. Abb. 28 gibt eine Übersicht über die Entnahmeart der genommenen Proben.

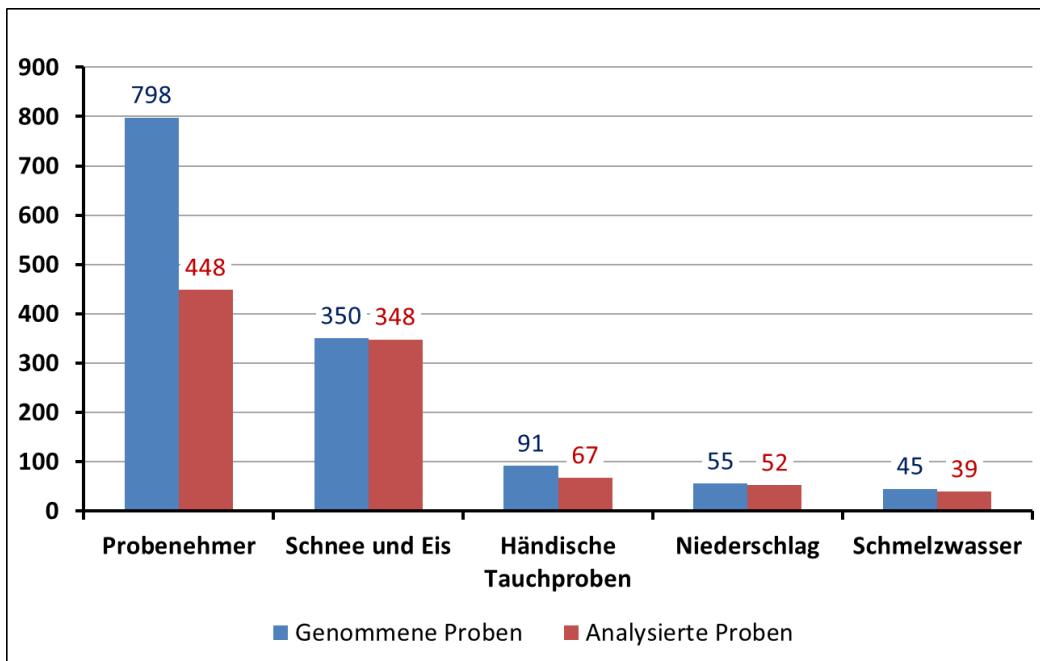


**Abb. 28: Herkunft der Isotopenproben.**

Quelle: Eigene Erstellung und Bearbeitung.

Die Probenehmer des Typs ISCO und Ecotech können nach einem Programmiergang bis zu 24 Proben nehmen und auch nacheinander geschaltet werden. So war eine durchgängige und kontinuierliche Probenahme über das gesamte hydrologische Sommerhalbjahr am Pegel Partnach gewährleistet. Diese Proben nehmen mit 60 % aller genommenen Proben den größten Anteil ein. Die händischen Tauchproben, welche 7 % aller Proben ausmachen, sind unterschiedlicher Herkunft. Diese stammen von der Partnach an der Pegelstation analog zu denen der Probenehmer, vom Partnach-Ursprung direkt aus dem Quelltopf der Partnach sowie von zufließendem Oberflächenwasser aus dem Kirchturmeinzugsgebiet. Weitere Tauchwasserproben wurden aus anderen im Untersuchungsgebiet befindlichen Wasserläufen wie zum Beispiel dem Gatterlbach und aus kleinen oberflächlichen Wasseransammlungen im Zugspitzplattgebiet entnommen. Den zweitgrößten Anteil der Isotopenproben nehmen die Schnee- und Eisproben mit 26 % ein, die aus den Schneeprofilen und vom Gletscher stammen. Zu einem geringen Anteil sind Niederschlagsproben (4 %) und Schmelzwasserproben (3 %) für die Messung des Isotopenverhältnisses vorhanden (vgl. Abb. 28).

Eine weitere Hürde stellten die massenspektrometrischen Analysen aller der knapp 1340 entnommenen Proben dar. Daher wurde aufgrund eingeschränkter Analysekapazitäten eine Auswahl der Proben getroffen. Somit konnten 71,2 % aller erfassten Proben isotopenhydrologisch ausgewertet werden. Die Verteilung nach Probenherkunft der letztendlich analysierten Proben stellt Abb. 29 dar.



**Abb. 29: Quantitative Verteilung der genommenen und ausgewerteten Proben nach Probenerkunft.**

Quelle: Eigene Erstellung und Bearbeitung.

Vor allem bei der Analyse der Partnachproben aus den Probenehmern mussten Abstriche gemacht werden. Dennoch wurden 56 % der entnommenen Proben ausgewertet, mit 99 % der entnommenen Proben fast alle Schnee- und Eisproben, 74 % der Tauchproben, 95 % der Niederschlagsproben und 87 % der erhaltenen Schmelzwasserproben.

Von allen im Labor analysierten Proben waren letztendlich 47 % automatisiert entnommene Wasserproben der abfließenden Partnach, 37 % Schnee- und Eisproben von Schneeprofilen und Gletscher, 7 % händische Tauchproben der oben genannten unterschiedlichen Wässer und 5 % Niederschlagsproben und vereinzelt Niederschlags-sammelproben. Einen Anteil von 4 % machten Schmelzwasserproben aus, welche direkt von Schmelzwasser unter der Schneedecke und von abfließendem Schmelzwasser in vereisten Muldenstrukturen stammen. Das oberflächlich abfließende Schmelzwasser stand nur kurzweilig im atmosphärischen Austausch und verschwand direkt in Schlucklöchern und sammelte sich demnach nicht in Senken an. Schnee- und Eisproben wurden unter geschlossenen Bedingungen geschmolzen und alle Wasserproben in 5-ml-Glasfläschchen abgefüllt. Die Proben wurden anschließend auf die Verhältnisse von  $\delta^{18}\text{O}$  und  $\delta^2\text{H}$  mit einem Massenspektrometer (Picarro L2120-i) analysiert und jede Probe bis zu neun Mal gemessen (Hürkamp et al. 2019, S. 51). Die Analyse erfolgte dankenswerterweise im Labor des Helmholtz Zentrums München. Die Isotopen-

Häufigkeit wird in der Delta-Notation als  $\delta$ -Werte [%] angegeben, welches die relative Abweichung zum Referenzstandard „VSMOW“ ist.

### 3.6.1 $\delta$ -Notation der stabilen Wasserisotope

Ein idealer Tracer verhält sich im untersuchten System genau wie das Material, das nachverfolgt werden soll, unterscheidet sich jedoch zu der nachverfolgten Substanz in mindestens einer Eigenschaft (Zuber 1986, zit. in: Mook 2001, S. 1). Stabile Isotope des gleichen chemischen Elements haben fast identische physikalische und chemische Eigenschaften, unterscheiden sich jedoch in der Masse (Mook 2000, S. 328). Dadurch ergeben sich unterschiedlich schnelle Reaktionsgeschwindigkeiten infolge von physischen Prozessen wie Diffusion, Verdunstung, Kondensation und Schmelze, wodurch isotopische Unterschiede in den physikalischen Aggregatzuständen entstehen, welche miteinander im isotopischen Austausch stehen. Im Allgemeinen werden Isotope in der Hydrologie entweder als Tracer oder als Altersindikatoren eingesetzt (Mook 2000, S. 328).

In der Natur existieren zwei stabile Isotope des Wasserstoffs ( $^1\text{H}$  – Protium und  $^2\text{H}$  – Deuterium) und drei stabile Isotope des Sauerstoffs ( $^{16}\text{O}$ ,  $^{17}\text{O}$ ,  $^{18}\text{O}$ ). Diese Isotope bilden das Wassermolekül  $\text{H}_2\text{O}$ , welches in neun isotopisch unterschiedlichen Wassermolekülen auftreten kann (Mook 2000; Moser, Rauer 1980). In den genommenen Proben wurden Protium und Deuterium, sowie  $^{16}\text{O}$  und  $^{18}\text{O}$  detektiert. Für die Verwendung der stabilen Isotope als Tracer im hydrologischen Kreislauf ist nicht die absolute Häufigkeit der Wasserstoff- und Sauerstoffisotope ausschlaggebend, sondern das Verhältnis von  $^2\text{H}$  und  $^{18}\text{O}$  zu den leichten stabilen Isotopen  $^1\text{H}$  und  $^{16}\text{O}$ , welche in der natürlichen Umgebung am häufigsten vorkommen. Das Verhältnis  $R$  (ratio) lässt sich durch die Gleichung

#### Gl. 4: Isotopenverhältnis

$$R = \frac{N_i}{N}$$

berechnen, wobei  $N_i$  das seltener Isotop und  $N$  das am häufigsten vorkommende Isotop darstellt (Mook 2000, S. 49). Die internationale Atomenergieorganisation (IAEA) hat eine feste Bezugsgröße für dieses Verhältnis in dem internationalen Standard des „Vienna Standard Mean Ocean Water“ (VSMOW) festgelegt (Kendall, Doctor 2003, S. 323), welcher sich an den SMOW-Standard von Craig (1961b) anlehnt.

Die Referenzwerte für den relativen Unterschied im Verhältnis stabiler Isotopenmengen von Wasserstoff und Sauerstoff für die internationalen Messstandards liegen für  $\delta^2\text{H}$

VSMOW und  $\delta^{18}\text{O}$  VSMOW jeweils bei dem Ausgangswert 0. Die Abweichung  $\delta$  der Isotopenverhältnisse der genommenen Proben wird in Bezug auf den VSMOW durch folgende Formel berechnet (Dansgaard 1964, S. 437; Hölting, Coldewey 2013, S. 116; Kendall, Doctor 2003, S. 322; Mook 2000, S. 49; Moser, Stichler 1975, S. 122):

#### Gl. 5: Berechnung $\delta$

$$\delta = \frac{R_{\text{Probe}} - R_{\text{Standard}}}{R_{\text{Standard}}} * 10^3 = \left( \frac{R_{\text{Probe}}}{R_{\text{Standard}}} - 1 \right) * 1000 [\text{\%} \text{\%}]$$

Die Messergebnisse der stabilen Isotope Deuterium ( $^2\text{H}$ ) und Sauerstoff-18 ( $^{18}\text{O}$ ) der Proben werden auf den VSMOW bezogen und von diesem Wert als relative Abweichung in der sogenannten  $\delta$ -Notation angegeben. Somit ist der  $\delta$ -Wert von  $^{18}\text{O}$ :

#### Gl. 6: Berechnung $\delta$ bezogen auf VSMOW

$$\delta^{18}\text{O} = \frac{\left( \frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} \right)_{\text{Probe}} - \left( \frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} \right)_{\text{VSMOW}}}{\left( \frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} \right)_{\text{VSMOW}}} * 1000 [\text{\%} \text{\%}]$$

Da die  $\delta$ -Werte sehr klein sind, werden die Werte üblicherweise als Abweichung in Promille zum Standard VSMOW angegeben. Ein positiver Deltawert bedeutet, dass das Isotopenverhältnis der Probe höher als das Isotopenverhältnis des Standards ist; umgekehrt bedeutet ein negativer Wert, dass das Isotopenverhältnis der Probe niedriger als das des Standards ist bzw. deutet er auf eine niedrigere Isotopenhäufigkeit des selteneren Isotops hin. Fast immer liegen die  $\delta$ -Werte im negativen Wertebereich, da das Süßwasser meistens isotopisch leichter ist als der Referenzwert des Ozeanwassers, welches vermehrt schwere Isotope enthält.

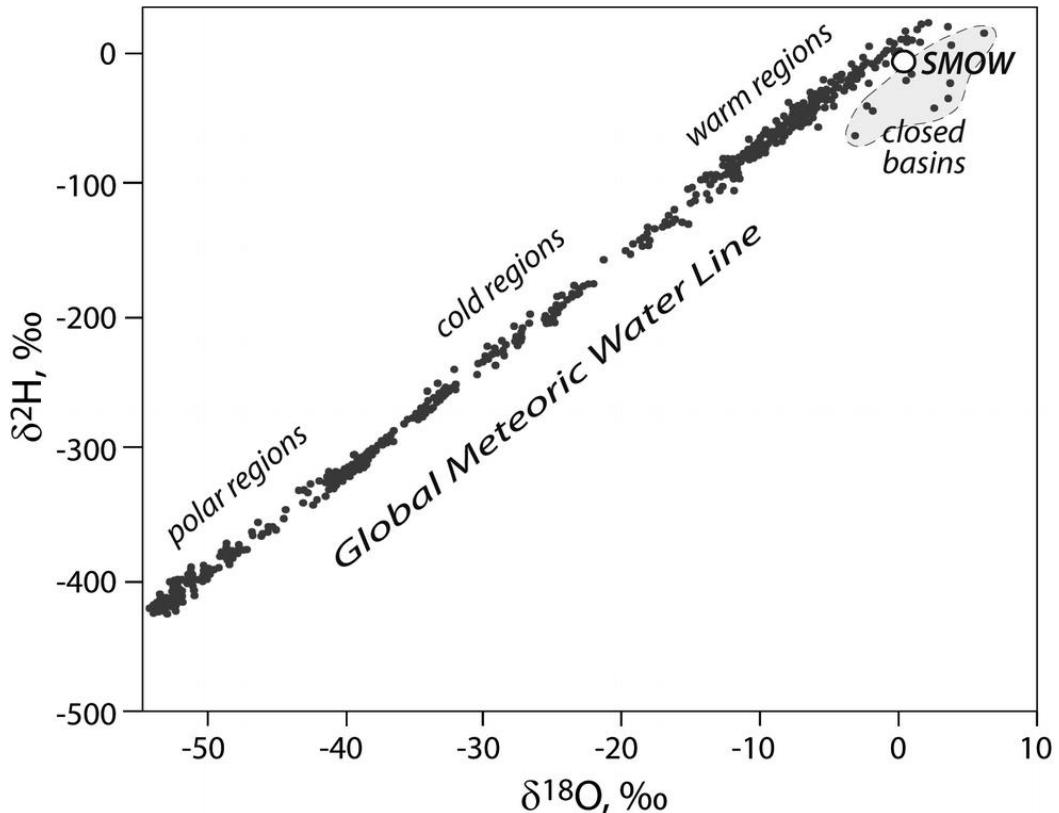
Die Änderungen der  $^{18}\text{O}$ - und  $^2\text{H}$ -Konzentrationen in meteorischen Wässern korrelieren sehr gut (Craig 1961a; Dansgaard 1964; Friedman 1953), da sich Isotopenfraktionierungen bei Wasserstoff und Sauerstoff analog auswirken (Hölting, Coldewey 2013, S. 116). In einem  $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^2\text{H}$ -Graph richten sich die Isotopenzusammensetzungen des Niederschlags entlang der sogenannten „Meteoric Water Line“ (MWL) aus (Mook 2001, S. 20). Im globalen Durchschnitt wird das Verhältnis zwischen  $\delta^2\text{H}$  und  $^{18}\text{O}$  durch die Ausgleichsgerade GMWL (Global Meteoric Waterline) ausgedrückt. Dabei gilt nach Craig (1961a) der lineare Zusammenhang:

#### Gl. 7: Global Meteoric Water Line

$$\delta^2\text{H} = 8 * \delta^{18}\text{O} + 10 \text{\%}$$

Diese GMWL basiert nach Kendall und Doctor (2003, S. 326) auf kontinentalen Niederschlagsdaten aus Orten des ganzen Globus. Nach Hölting und Coldewey (2013,

S. 116) führt in offenen, stehenden Gewässern arider Gebiete die Verdunstung zu kinetischen Isotopenfraktionierungen, die die Steigung von 8 verflachen und den Deuterium-Exzess von +10 ‰ erniedrigen. Abb. 30 zeigt die meteorische Beziehung für  $^{18}\text{O}$  und  $^2\text{H}$  im Niederschlag aus Messwerten, die an den Stationen eines globalen Netzwerks (Global Network of Isotopes in Precipitation, kurz: GNIP) der IAEA (International Atomic Energy Agency) beobachtet werden.



**Abb. 30: Wasserstoff- und Sauerstoffisotopenzusammensetzungen von Niederschlagswasser (Meteowasser) aus verschiedenen Regionen der Welt sowie die globale meteorische Wasserlinie (GMWL).** Geschlossene, stark verdunstende Becken und das Standard Mean Ocean Water (SMOW) sind ebenfalls dargestellt. Je mehr Dampfwasser kondensiert und als Regen (oder Schnee, näher an den Polen) ausfällt, desto weniger  $\delta^2\text{H}$  und  $\delta^{18}\text{O}$  hat jeder nachfolgende Niederschlag und fällt immer entlang oder in der Nähe der GMWL.

Quelle: Alexandre (2020, S. 23) dargestellt mit Daten von Dansgaard (1964); Gat (1980); Yurtsever (1975).

Der Deuterium-Exzess  $d$ , angegeben in ‰, beschreibt die Abweichung von der globalen meteorischen Wasserlinie (Craig 1961b, zit. in: Vimeux et al. 1999, S. 410) und wurde nach der folgenden Gleichung nach Dansgaard (1964) berechnet:

#### Gl. 8: Deuterium Exzess

$$d = \delta^2\text{H} - 8 * \delta^{18}\text{O}$$

Der Exzess spiegelt hauptsächlich die kinetischen Fraktionierungseffekte wider, die bei den Phasenübergängen entstehen, beispielsweise beim Verdampfen über der Meeresoberfläche aufgrund des Diffusivitätsunterschieds zwischen schweren und leichten Molekülen. Für den Phasenübergang von flüssigem Wasser zu gasförmigem Wasserdampf wird für isotopisch schweres Wasser wegen der höheren Massen mehr Energie benötigt als für denselben Aggregatzustandswechsel leichterer Wassermoleküle.  $H_2^{18}O$  hat den höchsten Dampfdruck aller möglichen Wassermoleküle, wodurch die Dampfphase an schwerem  $^{18}O$  und an  $^2H$  verarmt. Somit reichern sich durch die Fraktionierungsprozesse leichtere Isotope im Wasserdampf an. Daher haben  $\delta^{18}O$  und  $\delta^2H$  des Wassers in der Atmosphäre negative  $\delta_{VSMOW}$ -Werte. Beim Kondensationsprozess hingegen findet eine Anreicherung von schweren Isotopen in der flüssigen Phase statt und damit einhergehend zeitgleich eine weitere Anreicherung von leichten Isotopen in der flüchtigen Phase.

### 3.6.2 Isotopeneffekte

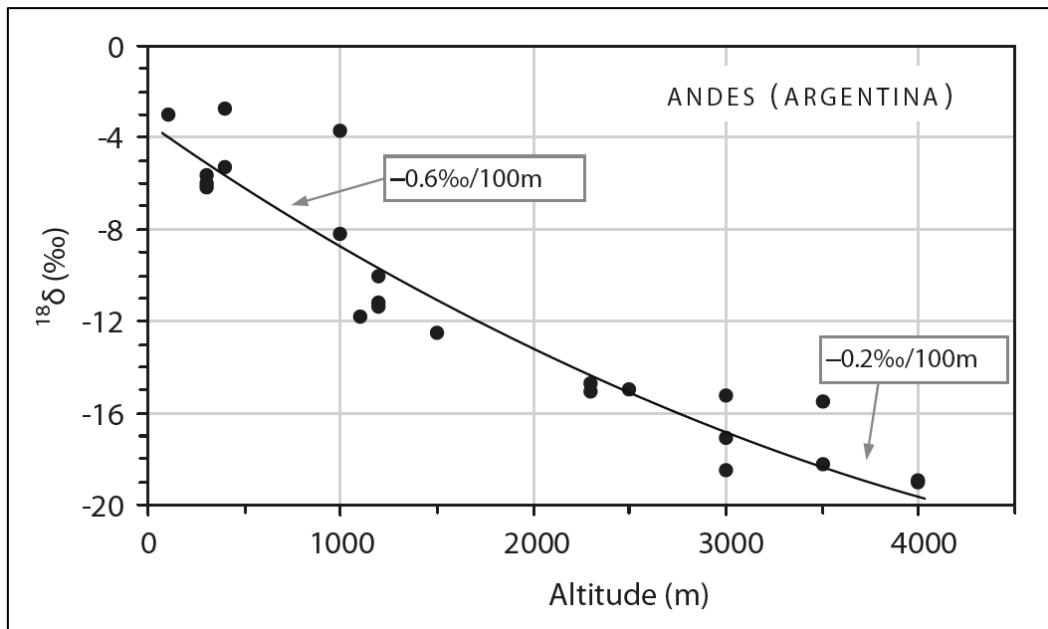
In der isotopischen Zusammensetzung der Niederschläge kann auf der Erde ein bestimmtes Verteilungsmuster erkannt werden. Diese messbaren Isotopeneffekte sind die Folge der Fraktionierungsprozesse. In den folgenden Absätzen sind der Temperatureffekt, der Breiteneffekt, der Kontinentaleffekt, der Höheneffekt, der saisonale Effekt und der Mengeneffekt kurz beschrieben. Für tiefergehende Erläuterungen sei u. a. auf die ausführliche Literatur von Clark und Fritz (1997), Mook (2001) sowie Kendall und McDonnell (1999) verwiesen.

Der Fraktionierungsfaktor hängt stark von der Temperatur ab, folgt also einer thermodynamischen Reaktion, und ist dabei in einer kalten Umgebung höher als bei warmen Temperaturen (Leibundgut et al. 2009, S. 23). Dies wird als der sogenannte **Temperatureffekt** bezeichnet. Bei 20 °C ist beispielsweise der Dampfdruck von  $H_2^{18}O$  um fast 1 % niedriger als der Dampfdruck von  $H_2^{16}O$ . Dadurch läuft der Transfer von flüssigem  $H_2^{18}O$  zu Wasserdampf ebenfalls um 1 % langsamer ab (Szapiro, Steckel 1967, zit. in: Clark, Fritz 1997, S. 27) und führt zu einer Anreicherung von  $H_2^{18}O$  in der dampfförmigen Phase. Im Umkehrschluss akkumuliert  $H_2^{18}O$  in der Flüssigphase. Die Konzentrationsunterschiede in den einzelnen Phasen nehmen bis zum Erreichen eines Gleichgewichtszustands zu, das heißt, dass sich nach Erreichen des isotopischen Equilibrium die Verdunstungs- und Kondensationsflüsse ausgleichen (Clark, Fritz 1997, S. 27). Nach Clark und Fritz (1997, S. 28) führt die Fraktionierung von schweren Isotopen während des Verdunstungsprozesses bei 0 °C zu einer Anreicherung von +106 ‰  $\delta^2H$  im Wasser, bei 100 °C allerdings nur noch zu einer Anreichung von

+27 ‰. Bei  $^{18}\text{O}$  liegt die Größenordnung um den Gefrierpunkt bei +11,5 ‰ und sinkt auf +5 ‰ bei 100°C. Die Temperatur hat einen maßgebenden Einfluss auf den Isotopengehalt und steuert damit auch den folgend beschriebenen Breiteneffekt, den Höheneffekt und den saisonalen Effekt. Aufgrund des Zusammenhangs zwischen der Temperatur und des Isotopengehalts können von stabilen Isotopenwerten auch Rückschlüsse auf die vorherrschende Temperatur gezogen werden (Leibundgut et al. 2009, S. 23).

Durch die global unterschiedliche Temperaturverteilung variiert dementsprechend die isotopische Zusammensetzung der Niederschläge und wird als **Breiteneffekt** bezeichnet. Mit zunehmender geografischer Breite nimmt die Jahresdurchschnittstemperatur ab und damit verbunden ist eine Abnahme des Gehalts an schweren Isotopen im Wasserdampf der Atmosphäre. In Nordamerika und Europa liegt der Gradient für den Breiteneffekt für  $\delta^{18}\text{O}$  bei -0,6 ‰ pro Breitengrad und steigt beispielsweise im kälteren antarktischen Kontinent auf -2 ‰ pro Breitengrad (Mook 2001, S. 197). In der polaren Region der Antarktis wird dieser Zusammenhang durch den Kontinentaleffekt verstärkt.

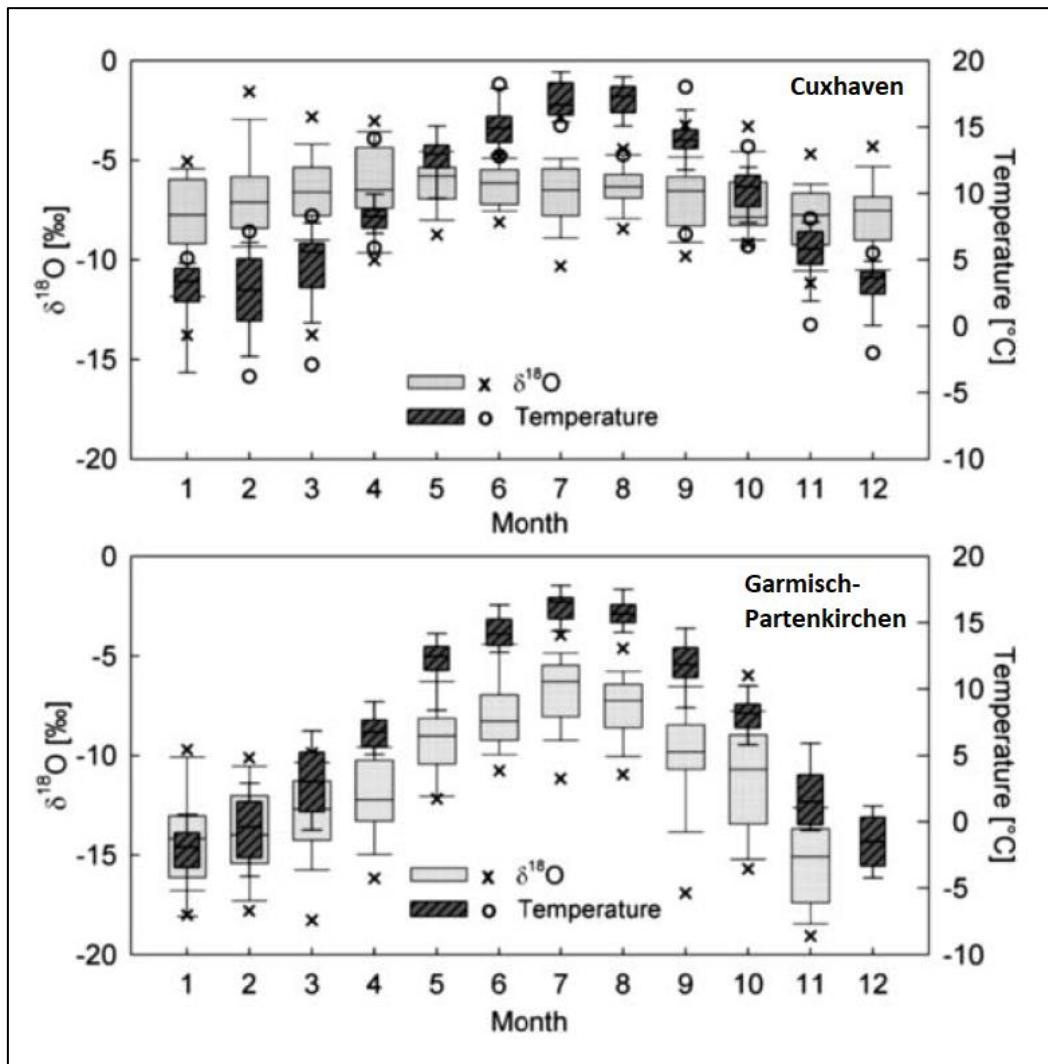
Die abnehmenden Lufttemperaturen in der Höhe spiegeln sich in niedrigeren Delta-Werten von Niederschlägen in den Gebirgsräumen wider, dem sogenannten **Höheneffekt**, da die niedrigere Temperatur zu einer stärkeren Fraktionierung während des Kondensationsprozesses führt. Mit zunehmender orografischer Höhe nimmt somit der Gehalt an schweren Isotopen im Niederschlag ab (vgl. Abb. 31). Bei  $\delta^{18}\text{O}$  liegt der Gradient in Niederschlägen zwischen -0,1 und -0,45 ‰ pro 100 m (Hölting, Coldewey 2013, S. 116). Clark und Fritz (1997, S. 70) geben für den Höheneffekt Werte zwischen -0,15 und -0,5 ‰ pro 100 m an. Studien zu isotopenhydrologischen Untersuchungen am Teide von Becht und Trimborn (1991, S. 151-163) ermitteln ebenfalls mit zunehmender Höhe eine Abnahme der mittleren Isotopengehalte an  $\delta^{18}\text{O}$  und  $\delta^2\text{H}$  in der Schneedecke. Zu berücksichtigen ist auch, dass der Höheneffekt nach Leibundgut et al. (2009, S. 26) durch das Aufeinandertreffen verschiedener Luftmassen oder unterschiedliche Regenbildungsprozesse beeinflusst werden kann. Moser und Stichler (1975, S. 123 f.) beobachteten in frisch gefallenem Schnee ebenfalls einen linearen Zusammenhang von abnehmendem Deuteriumgehalt mit zunehmender Höhe, welcher sich allerdings bei alternden Schneedecken durch Rekristallisationsprozesse, Schmelz- und Sublimationsprozesse verändert.



**Abb. 31: Beispiel für den Höheneffekt am Niederschlag an den Osthängen der Anden, abgeleitet aus Proben von tiefem Grundwasser und Bodenwasser, welche an Quellen gesammelt wurden.** Das Ausmaß des Effektes liegt zwischen -0,2 und -0,6 ‰ / 100 m.

Quelle: Verändert nach Vogel et al. (1975, zit. in: Mook 2001, S. 203).

Die **saisonalen Effekte** des Isotopengehalts werden stark von dem Jahrestemperaturgang an dem Messort geprägt. Rozanski et al. (1993) zeigen diese saisonale Korrelation zwischen Temperatur und  $\delta^{18}\text{O}$  an vielzähligen Messstationen. Allerdings ist der saisonale Unterschied im Gehalt der stabiler Isotope  $^{18}\text{O}$  und  $^2\text{H}$  in kontinentalen Klimabereichen viel deutlicher zu erkennen als in küstennahen Gebieten (Leibundgut et al. 2009, S. 24). In Abb. 32 ist der saisonale Verlauf der Temperatur und des Isotopengehalts  $\delta^{18}\text{O}$  für eine Messstation der küstennahen Stadt Cuxhaven und des nahe dem Untersuchungsgebiet gelegenen Marktes Garmisch-Partenkirchen dargestellt, anhand derer der Isotopengang der Niederschläge im Jahresverlauf aufgrund des Saisonaleffektes im kontinentaleren Gebiet deutlicher sichtbar wird.



**Abb. 32: Box Plots der saisonalen Effekte aus Isotopendaten von Niederschlägen aus den Jahren 1978 bis 2002 in Deutschland sowie Temperaturdaten aus den Jahren 1984 bis 2002.**

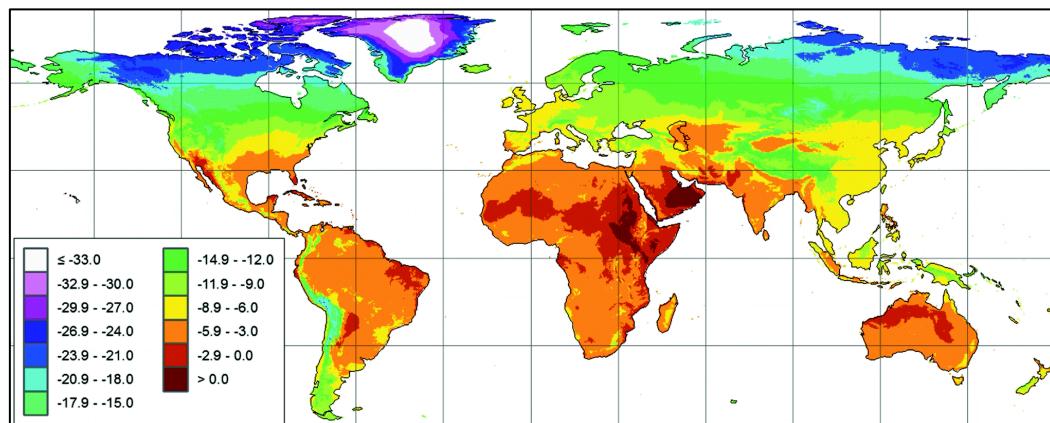
Quelle: Verändert nach Leibundgut et al. (2009, S. 24).

Der **Kontinentaleffekt** beschreibt die Abreicherung der stabilen Isotope im Regen mit zunehmender Distanz von der Küste. Während des Kondensationsprozesses verändert sich die isotopische Zusammensetzung des Wasserdampfes, da die entstehenden Niederschläge mit schweren Isotopen angereichert werden und somit der zurückbleibende Wasserdampf isotopisch leichter wird. Entsprechend der Zugbahnen der Luftmassen werden die Niederschläge durch die sich wiederholenden Fraktionierungsprozesse mit zunehmendem Abstand zur Küste isotopisch leichter (Leibundgut et al. 2009, S. 27).

Das Isotopenverhältnis korreliert zudem mit der Niederschlagsmenge und wird nach Dansgaard (1964) mit dem sogenannten **Mengeneffekt** bezeichnet. Dabei sieht Dansgaard (1964) einen Zusammenhang von den Verdunstungsmöglichkeiten mit der Stärke des Niederschlagsereignisses. Je stärker der Niederschlag ausfällt, desto geringer

sind die Verdunstungsmöglichkeiten der fallenden Niederschlagstropfen, wodurch höhere Niederschlagsmengen tendenziell isotopisch leichter sind. Mit steigender Entfernung von den Tropen zu den Polen ist allerdings die Temperatur zunehmend der maßgebliche Einflussfaktor für das Isotopenverhältnis. Auch innerhalb längerer Niederschlagsereignisse kann sich die isotopische Zusammensetzung des Niederschlags ändern, wobei die Stärke der Änderung von den meteorologischen Bedingungen zum Zeitpunkt des Niederschlagsereignisses beeinflusst wird (Mook 2001, S. 204). Dadurch kann die Änderungsrate innerhalb eines Regenereignisses nicht generalisiert bewertet werden und ist für jedes Ereignis über die Dauer separat zu untersuchen.

Diese Effekte führen insgesamt dazu, dass sich an jedem Ort auf der Erde eine bestimmte bekannte meteorische Wasserisotopenzusammensetzung beobachten lässt. Die Auswirkungen der oben beschriebenen Effekte sind in einer globalen Übersichtskarte (vgl. Abb. 33) zusammengefasst, in der sich die isotopische Abweichung auf die Referenzwerte VSMOW und SLAP (Standard Light Antarctic Precipitation) beziehen.



**Abb. 33: Interpolierte globale  $\delta^{18}\text{O}$ -Zusammensetzung meteorischen Wassers.** Die Legende zeigt  $\delta^{18}\text{O}$  in ‰ relativ zu VSMOW-SLAP-Skalen.

Quelle: Terzer et al. (2013, S 4724).

Alle Auswirkungen auf die Isotopenzusammensetzung des Niederschlags sind deutlich in Abb. 33 sichtbar, u. a. die Hauptvariation zwischen Äquator und Pol, der Höheneffekt (z. B. die Anden Südamerikas, der Himalaya) und die Entfernung von der Küste (z. B. Europa, Südamerika).

## 4 Wasserbilanzkomponenten im Untersuchungsgebiet

Die Grundlage für alle hydrologischen Bilanzierungen bildet nach Wehren et al. (2009, S. 42) die allgemeine Wasserhaushaltsgleichung oder Wasserbilanz. Für den jährlichen Wasserhaushalt wird dabei die Aufnahme und Abgabe in einem Flussgebiet oder einem Einzugsgebiet in einer Zeitspanne von einem Jahr beschrieben, wobei meist von einem hydrologischen Jahr ausgegangen wird (Maniak 2010, S. 3). Durch die geohydrologischen Untersuchungen des Einzugsgebiets (vgl. Kap. 2.6) können zumindest laterale Abflüsse ausgeschlossen werden. Die Einzugsgebietsgrenze verläuft entsprechend der näheren Beschreibung in Kap. 2.6 im Westen entlang den Gebirgskämmen und im Osten entlang der vermuteten Verwerfungslinie und umfasst eine Fläche von 11,4 km<sup>2</sup>. Ebenfalls können durch die Höhenlage des Zugspitzplatts im Vergleich zu den umliegenden Flächen außerhalb der Gebirgskämme die lateralen Zuflüsse als unbedeutend eingeschätzt werden. Daher wird das Einzugsgebiet der Partnach bei der Bilanzierung als unter- und oberirdisch übereinstimmend angenommen, wodurch die Wasserbilanz vereinfacht ausgedrückt wird (Wilhelm 1997, S. 153):

### Gl. 9: Wasserbilanz

$$N = ET + Q \pm \Delta S$$

Der Input N entspricht der mittleren Niederschlagsrate des Einzugsgebiets ausgedrückt als Wasserhöhe [mm]. Die Verluste aus dem Gebiet sind die Evapotranspiration (ET) des Einzugsgebiets, ebenfalls als Wasserhöhe [mm] ausgedrückt, die mittlere Abflusshöhe Q [mm] und die Speicheränderung  $\Delta S$  [mm]. Letztere Variable stellt die Rücklage oder den Aufbrauch von Wasser im Einzugsgebiet dar (Baumgartner, Liebscher 1996, S. 108 f.; Fohrer et al. 2016, S. 39; Maniak 2010, S. 3). Bei langjährigen Mittelwerten kann die Speicheränderung nach Fohrer et al. (2016, S. 39) vernachlässigt werden, wodurch sich der Verdunstungsanteil mit den ermittelten Niederschlags- und Abflusshöhen unter Berücksichtigung von Messfehlern berechnen lässt.

Anzunehmen ist, dass durch die Muldenlage des Zugspitzplatts und durch die Abschattung der Plattumrahmung die Niederschläge höher ausfallen als auf dem Zugspitzgipfel. Dagegensprechend kann auch ein höherer Messfehler auf dem Zugspitzgipfel aufgrund der exponierten Lage und den höher zu erwartenden Windgeschwindigkeiten vermutet werden. Hüttl (1999, S. 83) beschreibt die besonderen orografischen Verhältnisse wie eine Sammelwanne, die deshalb 180 % mehr Niederschläge im Vergleich zum Gipfel sammelt, was ausgehend vom langjährigen

Mittel der Zugspitze von 2.005 mm einem Jahresniederschlag von ca. 3.600 mm entspricht. Hüttl (1999, S. 70 f.) belegt dies mit einer über dreimonatigen intensiven Vergleichsmessung der Niederschläge auf dem Platt, in der deutlich höhere Niederschlagsmengen auf dem Zugspitzplatt im Vergleich zum Zugspitzgipfel festzustellen waren. Deshalb sieht Hüttl (1999, S. 81 f.) zur Abschätzung der Niederschlagsmengen am Zugspitzplatt die Verwendung der Stationsmesswerte des Zugspitzgipfels durch Multiplikation mit dem Faktor 1,8 als gerechtfertigt. Zudem stellt Hüttl (1999, S. 83) keine Höhengradienten des Niederschlags bei ihrer Messzeitreihe auf dem Zugspitzplatt fest. Für tiefergehende Einblicke in den Messablauf sei auf Hüttl (1999) verwiesen. Auch Hagg et al. (2012, S. 131) sehen eine deutliche Unterschätzung der winterlichen Niederschlagsmessungen auf dem Zugspitzgipfel, wodurch sich die tatsächliche Akkumulation von Schnee auf dem nahegelegenen Gletscher nicht abschätzen lässt. Außerdem wird die Schneehöhe von windinduzierten Schneeverlagerungen verändert.

In den nachfolgenden Unterkapiteln werden die selbst gemessenen Abflüsse und Niederschläge des untersuchten Gebiets näher betrachtet und eine Abschätzung zum Verdunstungsanteil gegeben.

#### 4.1 Niederschlag am Zugspitzplatt

Im Untersuchungsgebiet sind zwei Typen von Niederschlagsmessern im Einsatz: Die Pluviographen, die nach dem Prinzip einer Kippwaage arbeiten und zur Messung des sommerlichen Niederschlagsintensitätsverlaufs dienen, sowie Niederschlagswaagen, die neben dem flüssigen Niederschlag auch den Festniederschlag messen können (vgl. Kap. 3.1). Die eingesetzten Niederschlagswippen funktionieren nur richtig, wenn Flüssigniederschläge auftreten. Für die Trennung von Fest- und Flüssigniederschlag wird in dieser Arbeit die Lufttemperatur als Hilfsmittel herangezogen. Dies erfordert eine gesonderte Auswertung der auftretenden Lufttemperaturen auf dem Zugspitzplatt. Zudem ist die Lufttemperatur als Indikator zur Abschätzung der beginnenden Schmelze hilfreich.

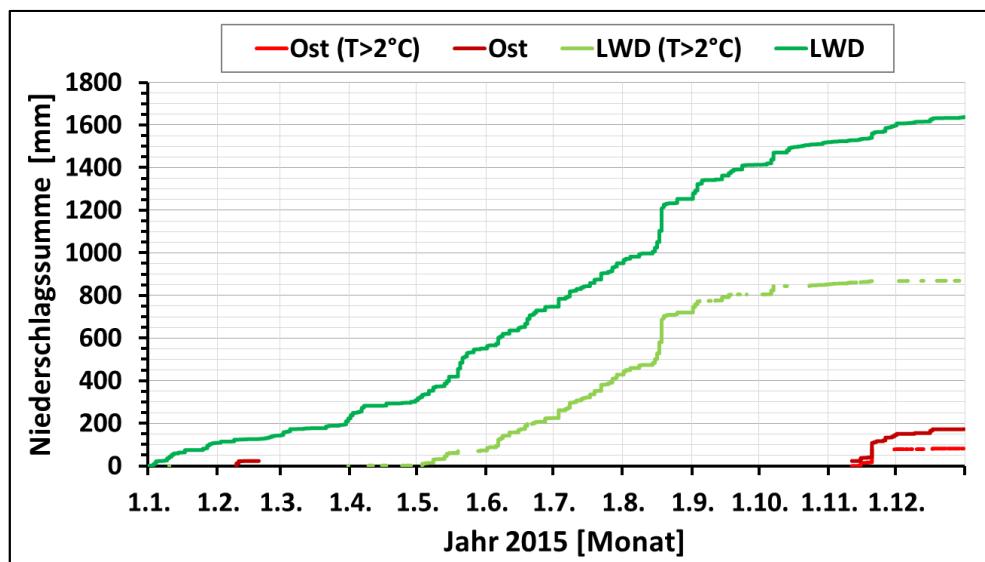
Zunächst wird eine temperaturabhängige Trennung des Flüssigniederschlaganteils vom gesamten Stationsniederschlag am Zugspitzplatt aufgezeigt, um anschließend eine Abschätzung des Gebietsniederschlags im Untersuchungsgebiet zu treffen. Bei einer Temperatur über 2 °C wird der registrierte Niederschlag als Flüssigniederschlag gewertet, bei einer Temperatur von 2 °C oder niedriger wird der Niederschlag dem Festniederschlag zugerechnet. Nach Untersuchungen von Kienzle (2008) nimmt der

Flüssiganteil zwischen 0 und bis 4 °C stark zu, während der Festanteil im Niederschlag umgekehrt proportional in demselben Temperaturbereich abnimmt. Bei 2 °C beträgt der Festanteil nach Berechnungen unterschiedlich gewählter Funktionen (Kienzle 2008; Leavesley et al. 1983; Pipes, Quick 1977) übereinstimmend ca. 50 %, wodurch die Annahme dieses Schwellenwerts zu Abtrennung des Flüssigniederschlags vom Gesamtniederschlag gerechtfertigt ist.

Ein weiterer Grund für die Unterscheidung in Flüssig- und Festniederschlag besteht in der unterschiedlichen Erfassungszuverlässigkeit von Regen und Schnee. Maniak (2010, S. 21) gibt den Fehleranteil bei Regen durch Wind mit 5 bis 15 % an. Hinzu kommen Benetzungsverluste von 2 bis 5 %, bei starker Sonneneinstrahlung sogar bis 10 %. Bei Schneefall steigen die Messfehler zum Teil stark an. In den Hochlagengebieten der Alpen macht Schneefall einen signifikanten Anteil im jährlichen Gesamtniederschlag aus. Verschiedene Studien kommen zu dem Ergebnis, dass bei den Schneeniederschlagsmessungen schon bei leichtem Wind deutlich weniger Niederschlag gemessen wird als in der Realität gefallen ist (Sevruk, Kirchhofer 1992; Sumner 1988, S. 306). Beobachtungen von Savina et al. (2012) und Wolff et al. (2015), die sich u. a. auf vorangehende Untersuchungen von Sevruk (1983) beziehen, bestätigen diesen windinduzierten Fehlerbefund. Fehler von über 50 % wurden dabei bei Schneeniederschlag aufgezeichnet (Sevruk 1985; zit. in: Wehren et al. 2009, S. 25). Auch Richter (1995, S. 42) beschreibt beim Schneeniederschlag Messfehler im Monatsmittel in freier Lage zwischen 45 und 70 %, die sogar höher ausfallen können. Eigene Beobachtungen bestärken den hohen Fehleranteil der Schneeniederschlagsmessung insbesondere bei aufkommenden hohen Windgeschwindigkeiten. Das Schneekreuz an den Niederschlagswaagen verhindert zwar einerseits das Herauswirbeln des gefallenen Schnees und verbessert somit die Bestimmung des Schneeniederschlags. Allerdings verursacht das Schneekreuz bei Regen Fehler durch Benetzung der Oberfläche und fördert somit zusätzliche Verdunstungsverluste. Bellmann et al. (2013) verweisen auf zahlreiche Studien (Ajami et al. 2008; Arnold, Allen 1996; Finch 1998; Flint et al. 2002), die sich mit der Problematik von Wasserbilanzen und der schwierigen quantitativen Bestimmung der Inputparameter beschäftigen.

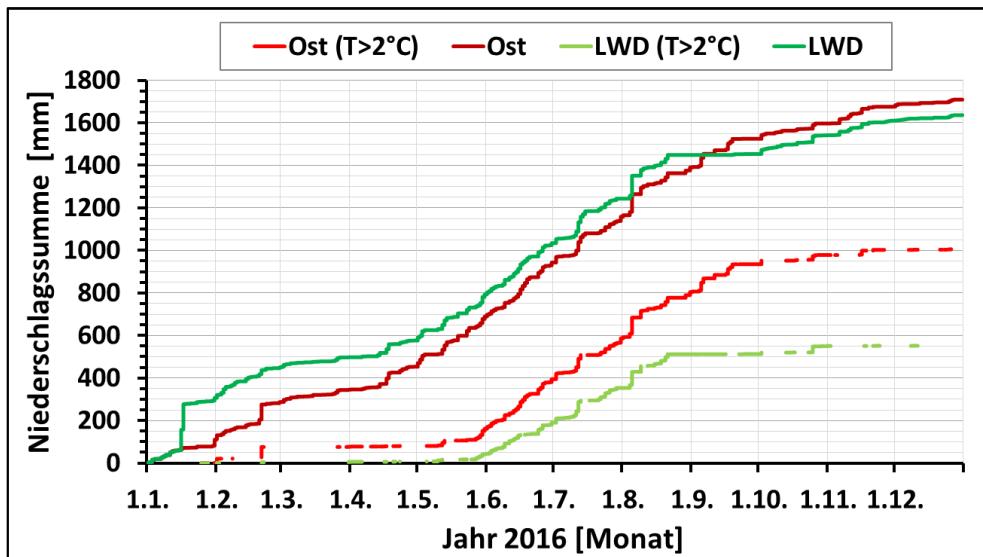
Zur Berechnung des Jahresniederschlags werden nur die Messdaten der Niederschlagswaagen verwendet, die an der Station Ost und LWD in 5 m Höhe angebracht sind. Die Abb. 34 bis Abb. 37 der akkumulierten Niederschlagssummenlinien geben eine Größenordnung über die gemessenen Niederschläge in den Jahren 2015 bis 2018 an den Stationen Ost und LWD auf dem Zugspitzplatt. Neben der Gesamtniederschlagssumme ist der Anteil des Flüssigniederschlags ab einer Lufttemperatur von 2 °C als eigene Summenlinie berechnet und in den Grafiken

aufgezeichnet. Lücken in den Zeitreihen sind Stationsausfällen geschuldet; so konnte die Station Ost im Jahr 2015 wegen einer betriebstechnischen Störung nur wenige Messdaten im Februar und am Jahresende aufzeichnen. Die Plausibilität der ausgewerteten Messdaten wurde anhand eines mehrstufigen Überprüfungsvorgangs eruiert und ggf. korrigiert (vgl. Kap. 3.2.1). Trotz intensiver systematischer Fehlersuche ließen sich nicht alle Fehlwerte erklären. Beispielsweise liefert die Station LWD zwischen dem 22. August und dem 16. September 2016 knapp vier Wochen lang Messwerte von 0 mm Niederschlag, die ebenfalls auf eine technische Störung zurückzuführen sind. Die Ursache hierfür ist nicht bekannt. Dies verdeutlicht die Wichtigkeit einer regelmäßigen Wartung, die in den abgelegenen alpinen Bereichen nur erschwert möglich ist.



**Abb. 34:** Gesamtniederschlag aus Messdaten der Stationen Ost und LWD sowie berechnete Summenlinien des Regenniederschlags bei Lufttemperaturen über 2 °C gemessen an den Stationen Ost und LWD im Jahr 2015.

Quelle: Eigene Berechnung und Darstellung.



**Abb. 35: Gesamtniederschlag aus Messdaten der Stationen Ost und LWD sowie berechnete Summenlinien des Regenniederschlags bei Lufttemperaturen über 2 °C gemessen an den Stationen Ost und LWD im Jahr 2016.**

Quelle: Eigene Berechnung und Darstellung.

Die Grafiken (Abb. 34 und Abb. 35) der Niederschlagsmessungen in den Jahren 2015 und 2016 und auch die folgenden Abbildungen der Jahre 2017 und 2018 verdeutlichen, dass mit zunehmender Höhe und der damit einhergehenden tendenziell niedrigeren Lufttemperatur der Festniederschlagsanteil steigt. Jedoch lässt sich nicht eindeutig ein ansteigender Niederschlagsgradient erkennen, der anzeigt, dass die Gesamtniederschlagsmenge mit zunehmender Höhe zunimmt. Ähnliche Ergebnisse erzielt Hüttl (1999, S. 70 f.) nach der Auswertung einer über dreimonatigen Niederschlagszeitreihe aus einem Feldversuch, anhand derer die Autorin die erwartete, regelmäßige Niederschlagszunahme mit der Höhe ausschließt. Systematische topografische Auswirkungen auf den Niederschlag sind nach Masson und Frei (2014) bei Beobachtungen auf kurzen Zeitskalen in der Regel allerdings schwer zu erkennen.

Neben der Niederschlagsmenge lassen sich anhand der Steigung der aufsummierten Niederschläge in den Abb. 34 bis Abb. 37 grob die Zeiträume mit höheren Niederschlagsmengen eingrenzen. Je steiler die Linienführung in einem bestimmten Zeitabschnitt ist, desto höher ist die gefallene Niederschlagsmenge. So nehmen die Niederschlagsmengen von den Sommermonaten ausgehend zum Jahresende hin tendenziell ab, was sich durch die abflachende Steigung der Niederschlagssummenlinie grafisch ausdrückt (vgl. Abb. 35) und ebenfalls in Tab. 5 in monatlichen Niederschlagssummenwerten beispielhaft für das Jahr 2016 für die Stationen Ost und LWD zusammengefasst ist. Neben der monatlichen Niederschlagssumme sind die mittlere Monatstemperatur sowie der prozentuale Regenanteil pro Monat dargestellt. Mit steigender Temperatur steigt auch der Regenanteil im Gesamtniederschlag an der

Station Ost von nahezu 0 % im Januar 2016 auf über 95 % an im September. An der Station LWD liegt der maximale monatliche Regenanteil im Juli 2016 aufgrund niedrigerer Temperaturen bei 78 %, jedoch fehlen im Monat August und September 2016 einige Messwerte.

**Tab. 5: Mittlere Monatstemperatur- und Niederschlagswerte der Stationen Ost und LWD im Jahr 2016 sowie der prozentuale Regenanteil (R mit  $T > 2^{\circ}\text{C}$ ) am Gesamtniederschlag.** Der Monatsniederschlag ist auf ganze Zahlen (ohne Nachkommastelle) gerundet. Die mit „\*“ gekennzeichneten Monatswerte sind aufgrund eines unbekannten technischen Fehlers unvollständig.

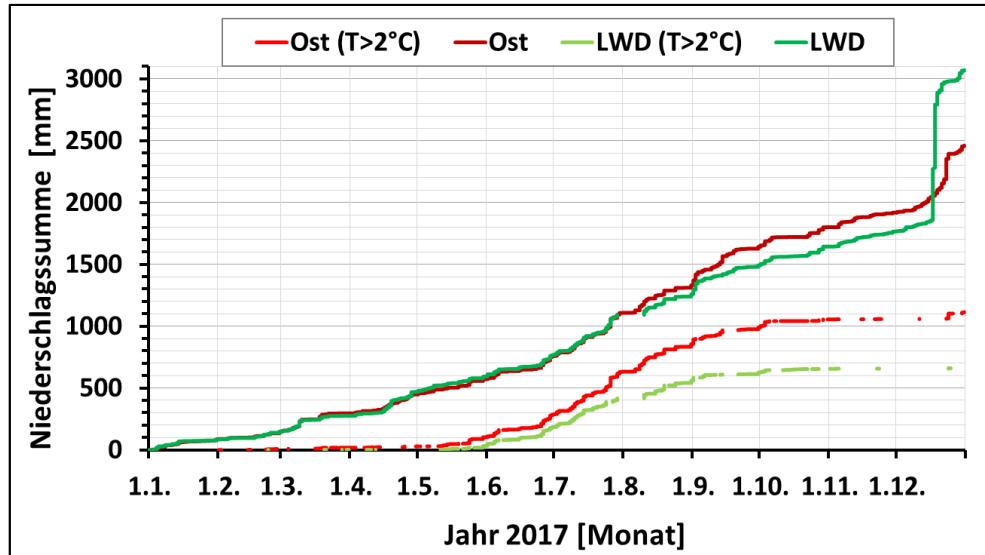
	Jan	Feb	Mrz	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez
<b>T Ost [°C]</b>	-3,8	-2,9	-3,8	0,9	3,6	7,3	10,3	10,4	8,8	1,7	-0,7	-0,1
<b>T LWD [°C]</b>	-6,5	-5,7	-6,6	-1,4	1,0	4,5	7,6	7,7	6,3	-0,1	-2,8	-2,8
<b>N Ost [mm]</b>	111	176	59	108	236	254	216	231	135	72	80	33
<b>N LWD [mm]</b>	307	143	48	79	217	242	209	*206	*4	88	69	26
<b>R Ost [%]</b>	1	42,6	2,1	3,2	34,2	91,9	88,9	94,2	97,3	60,3	30,4	10,1
<b>R LWD [%]</b>	0,1	3,1	2,1	2,7	16,3	60,8	78,0	77,3	18,6	42,5	1,5	1,1

Quelle: Eigene Berechnung und Darstellung.

Im Jahr 2016 betrug an der Station Ost der berechnete Regenanteil am Gesamtniederschlag bei einer gemessenen Lufttemperatur von über  $2^{\circ}\text{C}$  rund 59 %. Der gemessene Jahresniederschlag lag bei 1.709 mm und die mittlere Jahrestemperatur bei  $2,6^{\circ}\text{C}$ . Dagegen war der berechnete Regenanteil von rund 34 % des Gesamtniederschlags an der Station LWD im gleichen Jahr deutlich geringer, da die gemessene Lufttemperaturschwelle von über  $2^{\circ}\text{C}$  seltener überschritten wurde. Der gemessene Jahresniederschlag belief sich bei einer mittleren Jahrestemperatur von  $0,1^{\circ}\text{C}$  auf 1.637 mm.

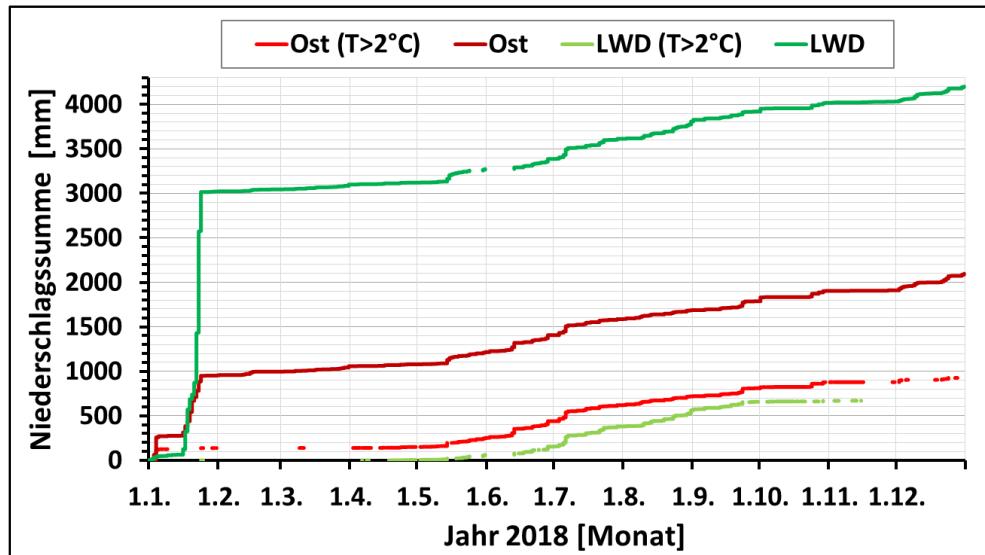
Der so berechnete Regen- und Schneanteil im Gesamtjahresniederschlag variiert in den Jahren 2016 bis 2018 zwischen 50 und 80 % für die Schneeniederschlagsmenge und dementsprechend zwischen 20 und 50 % für die Regenniederschlagsmenge an der Station LWD. Weniger stark ist die Änderung der berechneten Regenanteile der Station Ost im Verhältnis zur Station LWD. An der Station Ost ist der Regenanteil von 2016 bis

2018, unabhängig von den Gesamtniederschlagsunterschieden, zwischen 24 % und 28 % höher als im Vergleich zur höher gelegenen Station LWD. Dies verdeutlichen die Abb. 35 bis Abb. 37, denn die berechnete Regenmenge bei Temperaturen über 2 °C der Station Ost, dargestellt durch die hellrote Linie, liegt in allen Messjahren deutlich über der hellgrünen Linie, welche die berechneten Flüssigniederschläge bei Temperaturen über 2 °C der Station LWD repräsentiert.



**Abb. 36:** Gesamtniederschlag aus Messdaten der Stationen Ost und LWD sowie berechnete Summenlinien des Regenniederschlags bei Lufttemperaturen über 2 °C gemessen an den Stationen Ost und LWD im Jahr 2017.

Quelle: Eigene Berechnung und Darstellung.



**Abb. 37:** Gesamtniederschlag aus Messdaten der Stationen Ost und LWD sowie berechnete Summenlinien des Regenniederschlags bei Lufttemperaturen über 2 °C gemessen an den Stationen Ost und LWD im Jahr 2018.

Quelle: Eigene Berechnung nach Weishaupt und Wetzel (2021).

Eine weitere Datenkorrektur- und Interpretationsunsicherheit ergibt sich durch hohe Tagesniederschlagsaufzeichnungen, die trotz Einzelmesswertprüfung auftreten können. Die Niederschlagssummenlinien zeigen extreme Niederschlagsmengen im Dezember 2017 und im Januar 2018 auf (vgl. Abb. 36 und Abb. 37). Diese beruhen allerdings nicht auf technischen Störungen und dennoch wird die tatsächlich gefallene Niederschlagsmenge stark überschätzt. Die hohe Niederschlagsaufzeichnung im Januar 2018 an der Station LWD ist einerseits auf extrem hohe Schneeniederschläge zurückzuführen, denn im selben Zeitraum vom 18 bis 25. Januar wächst die Schneehöhe um über einen Meter stark an und auch die Schneewaage verzeichnet einen enormen Gewichtszuwachs von ca. 300 mmWS. Andererseits wird gleichzeitig durch beständig starken böigen Wind mit Windgeschwindigkeiten von über 30 m/s (108 km/h) aus wechselnden Richtungen der trockene, locker gelagerte Pulverschnee aufgewirbelt und verfrachtet. Dieser wird in der Niederschlagswaage „gefangen“ und als Niederschlag erfasst. Tatsächlich wird dieser Schnee weiterverlagert und nicht *in situ* abgelagert. Diese Windverfrachtung durch Schneedrift stellt eine starke Verfälschung dar, die allerdings nicht auf einen technischen Messfehler, sondern auf die rauen Umgebungsbedingungen zurückzuführen ist, wofür die Messgerätschaft trotz Windschild und Schneekreuz nicht ausgelegt ist. In diesem Fall wird der sonst so oft unterschätzte Schneeniederschlag stark überschätzt. Die registrierten Niederschläge verteilen sich über mehrere Tage und sind nicht durch extreme Schwankungen oder Grenzwertüberschreitungen zum Zeitstempel gekennzeichnet, wodurch diese Messwerte bei der Datenaufbereitung nicht herausgefiltert wurden. Typische Schneefallraten nach Armstrong und Brun (2008, S. 19) entsprechen 1 cm/h oder 0,8 mm/h SWE, die allerdings auf dem Zugspitzplatt häufig deutlich höher ausfallen. So betragen die Niederschläge an der Station LWD zeitweise, so am 21. Januar 2018, 8 bis 10 cm/h und auch die Schneewaage registrierte zeitgleich einen Zuwachs von über 8 mm/h.

Nach Barry und Gan (2011, S. 21) treten Schneeweheen auf, wenn die Windkraft die Scherfestigkeit der Schneedecke übersteigt, die der Bewegung der Schneepartikel widersteht. Das Schneetreiben nimmt mit der Windgeschwindigkeit und der Schneemenge zu, nimmt jedoch mit zunehmender Oberflächenrauheit ab. Bei Windgeschwindigkeiten von unter 5 m/s bewegen sich Schneepartikel auf der Schneedecke bis 1 cm über Grund rollend oder kriechend, zwischen 5 und 10 m/s in einer Höhe zwischen 1 und 10 cm springend und bei Windgeschwindigkeiten über 10 m/s werden die Schneepartikel in turbulenter Diffusion in der Luft bis in einer Höhe von 100 m über Grund schwebend transportiert. Solche Schneeverlagerungsprozesse sind ebenfalls bei der Simulation von Schneedecken mittels Modellen eine Herausforderung (Bernhardt et al. 2012; Frey, Holzmann 2015).

Auch ist bei einem quantitativen Monatsvergleich der Niederschlagsmenge zu berücksichtigen, dass die Messbedingungen im Laufe des Winters stark variieren. Mit zunehmender Schneedeckenmächtigkeit ändert sich die tatsächliche Messhöhe der Niederschlagswaagen – gemeint ist damit der Abstand der Waage zur Schneedeckenoberfläche. Dadurch ist die Geländeoberfläche als Bezug zur Aufstellhöhe der Niederschlagswaage nicht konstant. Somit beträgt die Messhöhe der Niederschlagswaage am Anfang des Winters 5 m und kann sich, je nach Mächtigkeit der Schneedecke, auf unter einen Meter verringern. In extrem schneereichen Wintern kann die Niederschlagswaage sogar von der Schneedecke begraben werden. Dadurch kann keine verlässliche und exakte quantitative Aussage zum tatsächlich gefallenen Niederschlag getroffen werden. Sie ist als eine Annäherung und Größeneinordnung der Niederschlagsmengen zu verstehen und im Abgleich mit weiterer Messsensorik sowie unter Berücksichtigung von Datenreihen nahegelegener Messstationen zu interpretieren.

Dieser Konflikt von systematischer Schneeniederschlagsunterschätzung der Niederschlagswaagen und die Verfälschung durch Schneeeinweihungen des zuvor akkumulierten Schnees stellen für die Interpretation und die quantitative Auswertung der Messdaten eine besondere Herausforderung in diesem Untersuchungsgebiet dar. Dies ist bei der folgenden Gebietsniederschlagsberechnung zu berücksichtigen. Hinzu kommt, dass die Beobachtungen an den Niederschlagsmessstationen punktuelle Messungen am Zugspitzplatt sind, das zeitlich und räumlich veränderlich überregnet oder beschneit wird (Maniak 2010, S. 98). In anderen Worten wird eine Messfläche von 500 cm<sup>2</sup> der einzelnen Stationen, die mit Messunsicherheiten behaftet sind, als Grundlage verwendet, um die Niederschlagsmenge für ein 11,4 km<sup>2</sup> großes Einzugsgebiet zu ermitteln. Für die Berechnung des einjährigen Gebietsniederschlags ist dabei auf die Stationen Ost und LWD zurückzugreifen, da diese ganzjährig sowohl flüssige als auch feste Niederschläge, jedoch mit genannter Unsicherheit, aufzeichnen können.

Zur Berechnung des Gebietsniederschlags stehen unterschiedliche Methoden zur Verfügung. Baumgartner und Liebscher (1996, S. 258) nennen hierbei die Thiessen-Polygonmethode, das Isohyeten-Verfahren, das Inverse-Distanz-Verfahren und geostatistische Verfahren. An dieser Stelle wird eine einfache Gebietsniederschlagsmengenbestimmung durch Bildung des arithmetischen Mittels für diese beiden Messstationen angewendet, die die unterschiedlichen Niederschlagsmengen im oberen und im unteren Zugspitzplattbereich punktuell aufzeichnen. Der Gebietsniederschlag wird dabei aus der Summe der Niederschlagshöhen an den einzelnen Stationen unter anschließender Division der Summe durch die Anzahl der verwendeten Stationen errechnet, wobei  $\bar{N}$  dem Gebietsniederschlag in mm entspricht,  $N_i$  der Niederschlags-

summe der Station  $i$  in mm und  $n$  der Anzahl der Stationen (Maniak 2010, S. 101).

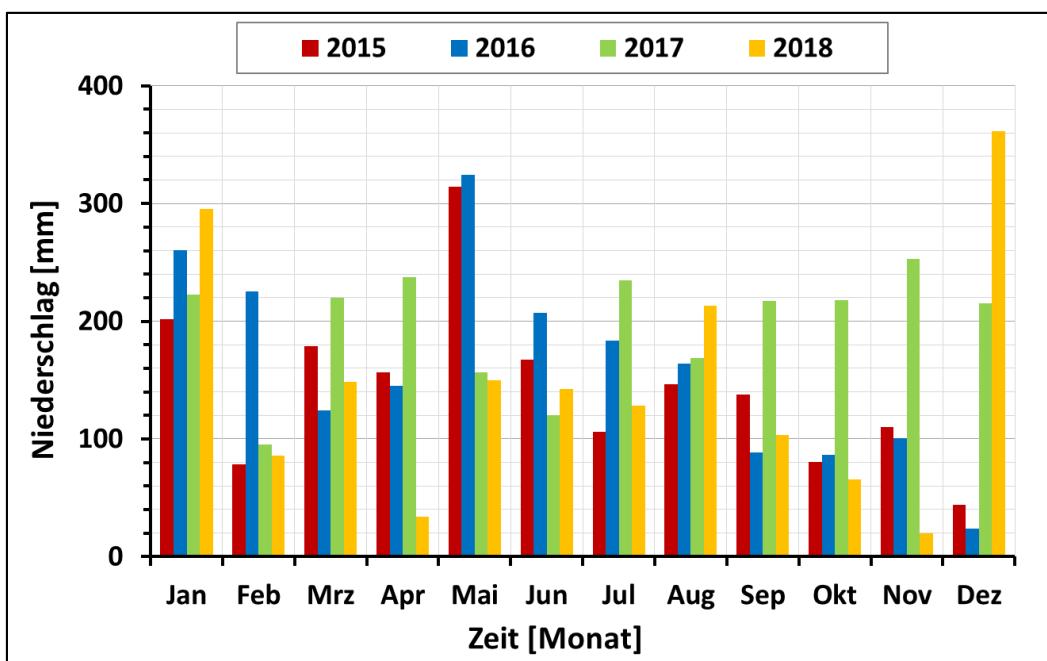
Daraus folgt:

#### Gl. 10: Gebietsniederschlag

$$\bar{N} = \frac{1}{n} * \sum_{i=1}^n N_i$$

Das berechnete arithmetische Mittel ergibt eine Niederschlagsmenge zwischen 1.673 mm im Jahr 2016, 3.240 mm im Jahr 2017 und 3.150 mm im Jahr 2018. Für diese ersten Berechnungen sind nichttechnische Messfehler wie beispielsweise Schneeeinwehungen und windinduzierte Messunsicherheiten nicht berücksichtigt.

Aus den Stationsdaten des DWD (vgl. Abb. 38) geht in den Jahren 2016 eine Niederschlagsmenge von 1932 mm, in 2017 von 2357 mm und in 2018 von 1747 mm hervor. Zudem zeigt sich von Jahr zu Jahr eine monatsbezogene variierende Verteilung der Niederschlagsmenge. Laut Metadatenbeschreibung sind die Daten mit einem automatischen Verfahren qualitätsgeprüft, systematische Korrekturen wurden jedoch nicht durchgeführt.



**Abb. 38: Monatliche Niederschlagssummen der Station DWD in den Jahren 2015 bis 2018.**

Quelle: Eigene Berechnung und Darstellung.

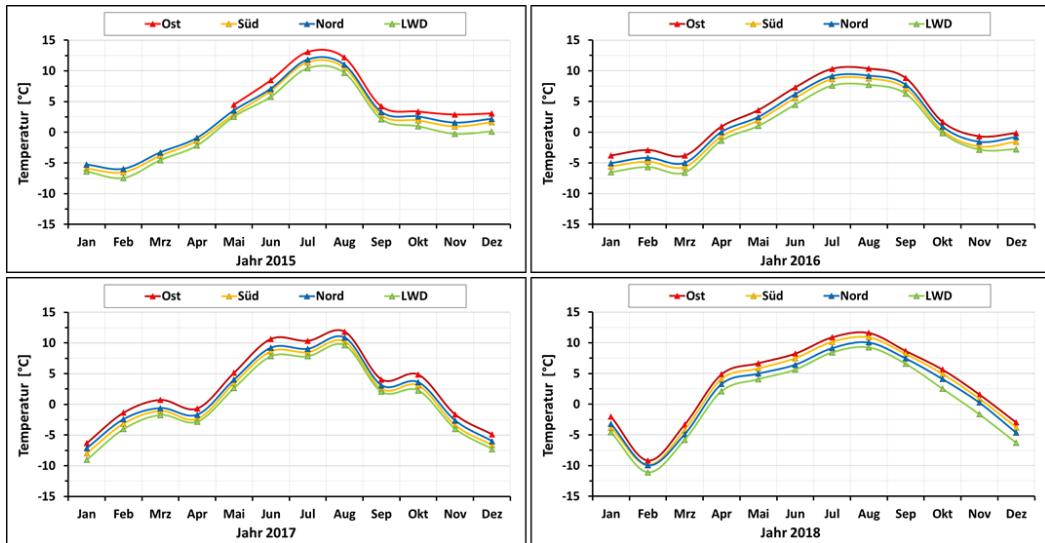
Aufgrund der exponierten Lage sind am Zugspitzgipfel andere Windverhältnisse zu erwarten als auf dem Zugspitzplatt. Daher ist eine direkte Vergleichbarkeit der Niederschläge auf dem Zugspitzgipfel und dem Zugspitzplatt möglicherweise nicht gegeben bzw. der Parameter Windgeschwindigkeit zu berücksichtigen. Zudem ist

anzunehmen, dass die automatischen Verfahren zur Qualitätsprüfung des DWD mit der hier angewendeten Datenkorrektur nicht konsistent sind. Für die räumliche Verteilung der Niederschläge auf dem Zugspitzplatt und deren Unterteilung in Flüssig- und Festniederschläge sind die meteorologischen Bedingungen am Zugspitzplatt ausschlaggebend. Aus diesen Gründen beschränkt sich die weitere Betrachtung insbesondere der sommerlichen Regenmengen und -verteilung auf die Auswertung der Stationsdaten am Zugspitzplatt.

Zusammenfassend bleibt festzuhalten, dass die Messung fester Niederschläge in bergigem Gelände und die Schätzung des Schneewasseräquivalents wie zuvor erläutert aufgrund der räumlichen Heterogenität der Schneeeigenschaften, der Umverteilung des Schnees durch Wind sowie Lawinen und nicht zuletzt gasförmiger Gewinne und Verluste herausfordernd ist. Andererseits verursacht die Dreidimensionalität des Reliefs eine hohe Variabilität im Windfeld, was zu einer Heterogenität der Niederschlagsmengen auch in kurzen Entferungen führt. Zudem werden die Schneemächtigkeiten stark durch die Exposition beeinflusst und auch im Sommer hat die Windfeldcharakteristik einen Einfluss auf weitere hydrologische Parameter wie die Bodenfeuchtigkeit oder die Evapotranspiration.

#### **4.1.1 Jährliche Regenmengen am Zugspitzplatt**

Vor allem die niedrige Temperatur führt zu einem hohen Anteil an festem Niederschlag. Um den Festniederschlag und den Flüssigniederschlag zu separieren, wird die Temperatur als Indikator herangezogen. Die folgenden Grafiken der monatlichen Durchschnittstemperaturen (Abb. 39 und Abb. 40) geben einen Überblick über die Temperaturverteilung im Jahresverlauf und zudem einen Vergleich der monatlichen Temperaturen in den Jahren 2015 bis 2018 an den Stationen Ost, Süd, Nord und LWD.



**Abb. 39: Durchschnittliche Monatstemperaturen am Zugspitzplatt in den Jahren 2015 bis 2018.**

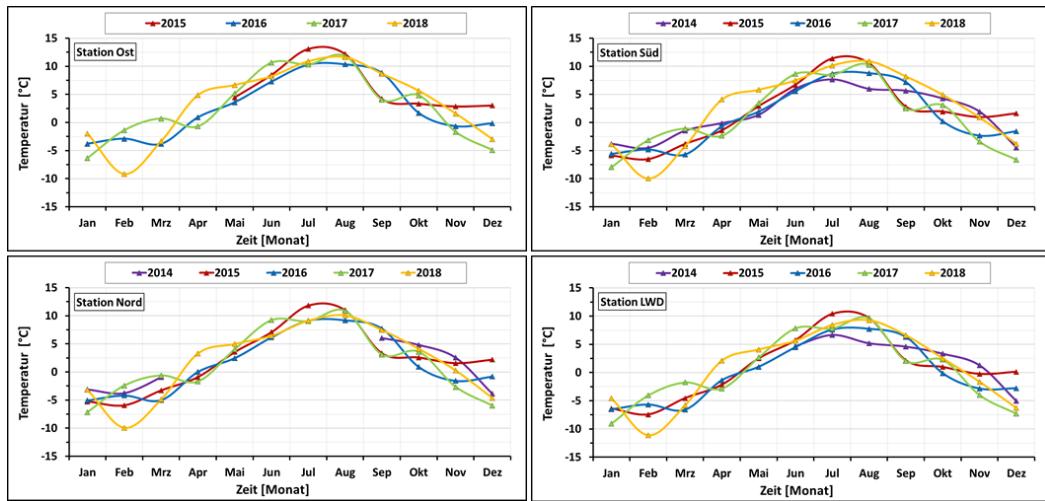
Quelle: Eigene Berechnung und Darstellung.

Die Grafiken der Temperaturganglinien lassen ein deutliches Temperaturmaximum in den Monaten Juli und August erkennen. Gemittelt über die Jahre 2015 bis 2018 liegt die durchschnittliche monatliche Maximaltemperatur im August und beträgt an der Station Ost 11,5 °C, an der Station Süd 10,1 °C, an der Station Nord 10,3 °C und an der Station LWD 9,1 °C. Die durchschnittliche Jahrestemperatur in den Jahren 2015 bis 2018 liegt zwischen 1,6 °C an der Station Süd, 1,9 °C an der Station Nord und 0,5°C an der Station LWD. Für die Station Ost stehen erst ab Mai des Jahres 2015 Temperaturdaten zur Verfügung, wodurch für diesen Zeitraum keine Angaben getroffen werden können. Die durchschnittliche Jahrestemperatur an der Station beträgt in dem etwas kürzeren Zeitraum der Jahre 2016 bis 2018 Ost 2,9 °C.

Mit zunehmender Höhe sinkt der atmosphärische Druck und damit auch die durchschnittliche Temperatur. Dieser durchschnittliche Temperaturunterschied wird besonders beim Vergleich der Station Ost mit der ca. 380 m höher gelegenen Station LWD deutlich. Die durchschnittlichen monatlichen Temperaturunterschiede zwischen diesen beiden Stationen liegen in den Jahren 2016 bis 2018 bei 2,5 °C. Das entspricht einem Temperaturgradienten von 0,66 °C/100 m. Die Temperaturunterschiede derselben Stationen im Monatsvergleich variieren zwischen 1,8 °C im September 2016, dem Monat mit der geringsten durchschnittlichen Monatstemperaturdifferenz, und 3,3 °C im November 2018, dem Monat mit der größten durchschnittlichen Monatstemperaturdifferenz. Am Zugspitzgipfel lag die durchschnittliche Jahrestemperatur in den Jahren 2016 bis 2018 nach eigenen Auswertungen der Stationsdaten des DWD bei -3,5 °C, was einem Temperaturgradienten von 0,65 °C/100 m bis zur Station LWD mit einem Höhenunterschied von 550 m entspricht.

Die durchschnittlichen Monatstemperaturen der Stationen Süd und Nord, deren Höhen sich geringfügig um ca. 30 m unterscheiden, liegen erwartungsweise nah beieinander und zwischen den höheren Temperaturen der Station Ost und den niedrigeren Temperaturen der Station LWD. Tendenziell wurden in den Messjahren 2015 bis 2018 an der Station Nord die höheren Temperaturen als an der Station Süd gemessen, obwohl die Station Nord ca. 30 m höher liegt. Eine Erklärung ist die bessere Abschirmung der Station Nord von der Hauptwindströmung am Zugspitzplatt; die Station Süd liegt deutlich zentraler auf dem Zugspitzplatt. Weitere naheliegende Gründe der leicht höheren Lufttemperatur können auch den Umgebungsbedingungen geschuldet sein. Die Station Nord liegt vor der hohen südexponierten Felswand zum Jubiläumsgrad, die eine höhere Strahlungsreflexion verursachen kann. Zudem ist die Station Nord auf blankem Felsen aufgebaut, wo durch die fehlende Bodenauflage das Niederschlagswasser nicht zwischengespeichert wird und schnell verdunstet oder zügig in den Untergrund infiltriert. Die Station Süd ist dagegen von Vegetation, vorwiegend alpine Rasen, umgeben. Die Transpiration der Pflanzen und Verdunstung der im Boden zwischengespeicherten Wassermengen führen zu latenten Wärmeströmen und damit verbundenen Abkühlungseffekten. Wie die Windexposition und die Stationslage sich auf die Temperaturverteilung auswirken, ist nicht Gegenstand dieser Arbeit. Eine Untersuchung, wie stark die Lufttemperatur der Stationen mit Windrichtung und Windstärke korreliert, eröffnet hierbei eine eigene thematische Fragestellung.

Um die Änderung der Regenmengen der einzelnen Jahre miteinander zu vergleichen, ist zunächst ein erneuter Blick auf die Temperaturverläufe über die Jahre nötig. Beim Vergleich der Monatsmitteltemperaturen ist der saisonale Jahresgang der Temperaturen mit einem Temperaturmaximum im Sommer und einem Temperaturminimum im Winter stark ausgeprägt. Dennoch weichen die Monatsmitteltemperaturen der unterschiedlichen Jahre zum Teil stark voneinander ab. Abb. 40 zeigt die Temperaturverläufe an den Stationen Ost, Süd, Nord und LWD in den Jahren 2014 bzw. 2015 bis 2018.



**Abb. 40: Jahresgang der mittleren Monatstemperaturen an den Stationen Ost, Süd, Nord und LWD in den Jahren 2014 bzw. 2015 bis 2018.**

Quelle: Eigene Berechnung und Darstellung.

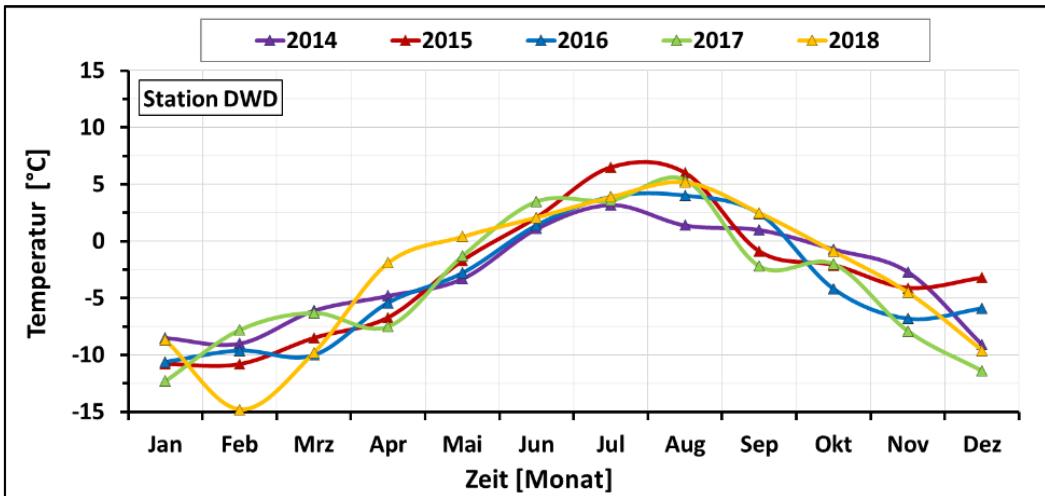
Auffallend ist der Februar 2018 mit einer besonders niedrigen Monatsmitteltemperatur von  $-9,2^{\circ}\text{C}$  gemessen an der Station Ost,  $-9,9^{\circ}\text{C}$  an der Station Süd und Nord bis  $-11,1^{\circ}\text{C}$  an der Station LWD, gefolgt mit einem verhältnismäßig warmen April, der um 3,5 bis  $6,5^{\circ}\text{C}$  wärmer ist als der April der Vorjahre. Ähnliche Messergebnisse wurden an der Bergwetterwarte des DWD aufgezeichnet. Die gemessene mittlere Temperatur des Februar 2018 lag  $3,7^{\circ}\text{C}$  unter dem 30-jährigen Mittelwert der Jahre 1981 bis 2010. Die gemessene mittlere Temperatur des April 2018 lag  $5,0^{\circ}\text{C}$  über dem langjährigen Mittelwert (DWD 2020). Die genauen durchschnittlichen Monats- und Jahrestemperaturwerte vom Zeitraum 2014 bis 2018 sind in Tab. 6 anhand der Messdaten der Station Süd beispielhaft dargestellt. Die Temperaturmonatswerte der anderen drei Messstationen auf dem Zugspitzplatt weisen entsprechend ihrer Höhenlage ähnliche Durchschnittstemperaturen auf. Während an der Station Ost in den äquivalenten Zeiträumen höhere Temperaturen als an der Station Süd auftreten, fallen diese an der Station LWD aufgrund der höheren Geländeniveaus dementsprechend niedriger aus.

**Tab. 6: Durchschnittliche Monatstemperatur und Jahrestemperatur gemessen an der Station Süd in den Jahren 2014 bis 2018.** Die blau markierten Zahlen sind die niedrigsten durchschnittlichen Monatstemperaturen eines Jahres, die rot markierten Zahlen die wärmsten.

Monat	2014	2015	2016	2017	2018	Ø Monat
Jan	-3,8	-5,9	-5,6	-8,0	-3,9	-5,4
Feb	-4,5	-6,5	-4,8	-3,1	-9,9	-5,8
Mrz	-1,5	-3,8	-5,7	-1,1	-4,2	-3,2
Apr	-0,1	-1,4	-0,7	-2,4	4,1	-0,1
Mai	1,4	2,9	1,9	3,5	5,8	3,1
Jun	6,0	6,7	5,6	8,7	7,5	6,9
Jul	7,7	11,4	8,7	8,5	10,2	9,3
Aug	6,0	10,5	8,8	10,2	10,9	9,3
Sep	5,7	2,8	7,2	2,5	8,2	5,3
Okt	4,3	1,9	0,2	3,1	4,9	2,9
Nov	1,9	1,0	-2,3	-3,4	0,9	-0,4
Dez	-4,5	1,6	-1,6	-6,6	-3,8	-3,0
Ø Jahr	1,5	1,8	1,0	1,0	2,6	1,6

Quelle: Eigene Berechnung und Darstellung.

In dem Messzeitraum von fünf Jahren betrug die durchschnittliche Temperatur an der Station Süd 1,6 °C. Das Jahr 2018 war mit einer Jahresschnittstemperatur von 2,6 °C deutlich wärmer als die anderen Jahre zuvor. Insgesamt lässt sich festhalten, dass der Monat Februar mit einer 5-jährigen Durchschnittstemperatur von -5,8 °C der kälteste Monat ist und die Monate Juli und August mit einer durchschnittlichen Temperatur über fünf Jahre von 9,3 °C als wärmste Monate hervortreten. Ein Vergleich der Messjahre mit den monatlichen Temperaturdaten der vom DWD betriebenen Station auf der Zugspitze ergibt einen ähnlichen Temperaturverlauf mit zu erwartenden niedrigeren monatlichen Durchschnittswerten (vgl. Abb. 41).



**Abb. 41: Jahresgang der Monatsmitteltemperaturen an der Station DWD in den Jahren 2014 bis 2018.**

Quelle: Eigene Darstellung der Temperaturdaten der Bergwetterwarte (Stationsnummer: 1096) des DWD.

Die Temperatur als Indikator lässt die Niederschlagsart bestimmen und nur die Zeiträume mit Flüssigniederschlägen herausfiltern. Die Abb. 42 bis Abb. 45 zeigen die akkumulierten Summenlinien der Stationen Nord, Süd, Ost und LWD für das Jahr 2015 bis 2018 für flüssige Niederschläge bei Temperaturen von mindestens 2 °C. Lücken in den Linien entstehen entweder durch Messgeräteausfall oder repräsentieren Temperaturen unter 2 °C. In den Zeitreihen sind die Messungen der Niederschlagswippe an der Pegelstation mit aufgeführt. Dort vor Ort werden bisher keine Lufttemperaturmessungen durchgeführt und daher sind diese Daten nicht anhand eines Temperaturschwellenwerts gefiltert. Ohnehin wird diese Niederschlagswippe aus Gründen der Lawinengefährdung über den Winter abgebaut, eingelagert und erst nach der ersten Erreichbarkeit über die Zuwegung im Frühjahr erneut aufgebaut. Die von der Niederschlagswippe an der Pegelstation gemessenen Niederschläge werden in höherer zeitlicher Auflösung erfasst als die Messungen auf dem Zugspitzplatt. Daher geht die Niederschlagsmessung am Pegel nahe dem Partnach-Ursprung als Summe zweier 5-Minuten-Messwerte ein, um eine genaue Vergleichbarkeit der Stationswerte herzustellen.

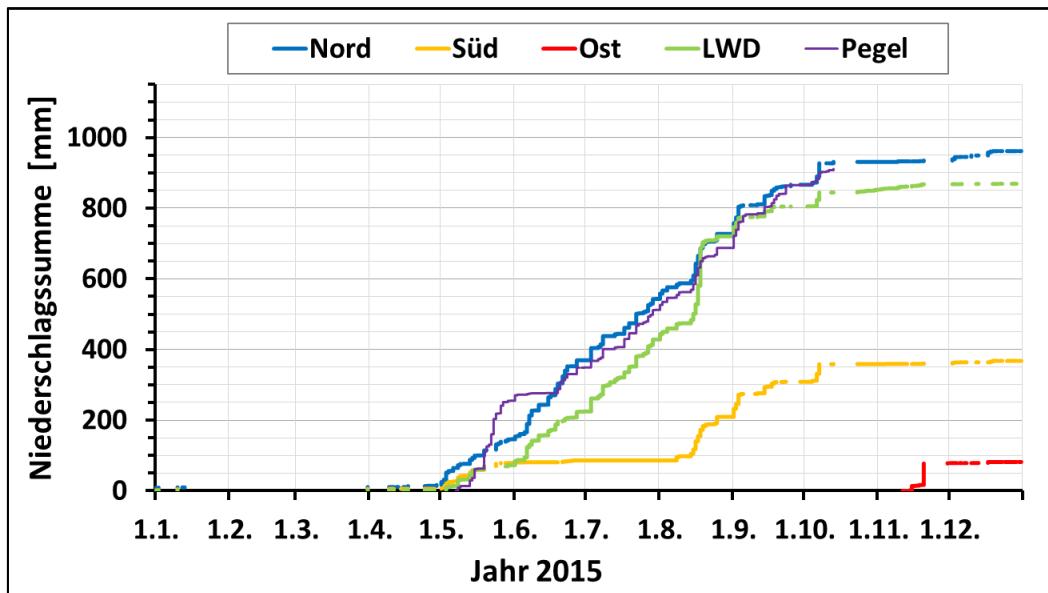


Abb. 42: Berechnete Summenlinien des Regenniederschlags bei Lufttemperaturen über 2 °C aus Messdaten der Stationen Nord, Süd, Ost und LWD sowie der Niederschlagswippe an der Pegelstation im Jahr 2015.

Quelle: Eigene Berechnung und Darstellung.

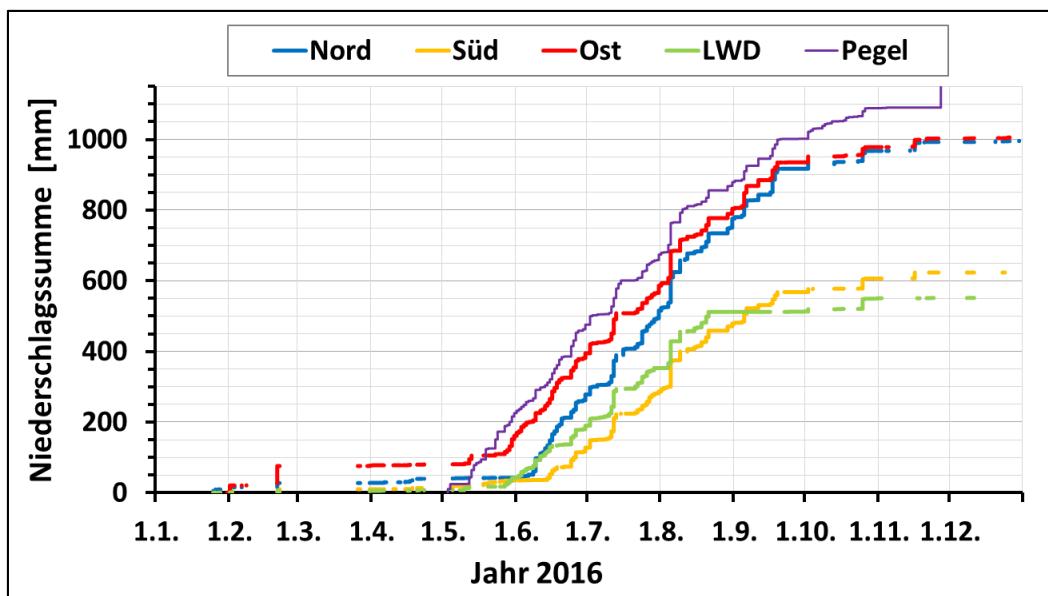
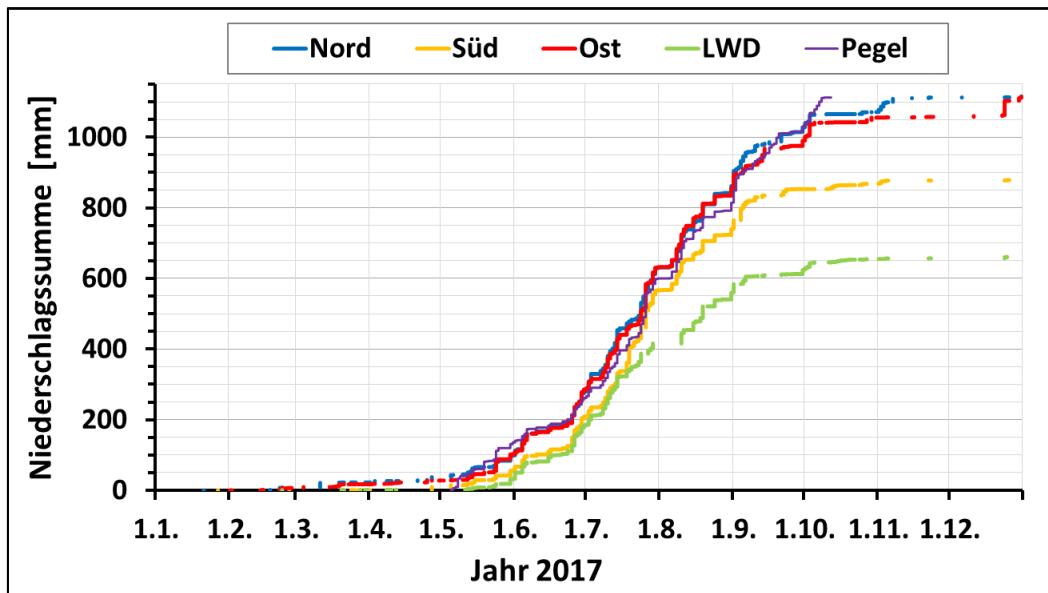


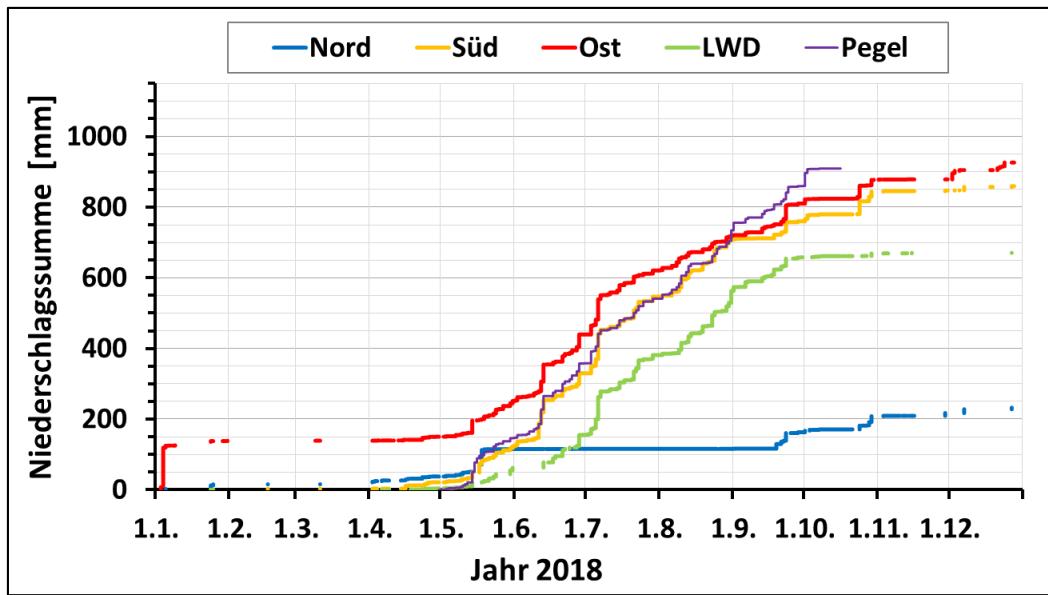
Abb. 43: Berechnete Summenlinien des Regenniederschlags bei Lufttemperaturen über 2 °C aus Messdaten der Stationen Nord, Süd, Ost und LWD sowie der Niederschlagswippe an der Pegelstation im Jahr 2016.

Quelle: Eigene Berechnung und Darstellung.



**Abb. 44:** Berechnete Summenlinien des Regenniederschlags bei Lufttemperaturen über 2 °C aus Messdaten der Stationen Nord, Süd, Ost und LWD sowie der Niederschlagswippe an der Pegelstation im Jahr 2017.

Quelle: Eigene Berechnung und Darstellung.



**Abb. 45:** Berechnete Summenlinien des Regenniederschlags bei Lufttemperaturen über 2 °C aus Messdaten der Stationen Nord, Süd, Ost und LWD sowie der Niederschlagswippe an der Pegelstation im Jahr 2018.

Quelle: Eigene Berechnung und Darstellung.

Fehler in der Niederschlagsaufzeichnung sind von Juni bis Anfang August im Jahr 2015 an der Station Süd und von Mitte Mai bis Mitte September des Jahres 2018 an der Station Nord zu beobachten. Diese Fehler sind weder auf technisches Versagen noch auf Messfehler zurückzuführen, sondern auf ein Verstopfen des Abflusses aus dem Niederschlagsauffanggefäß mit einem Gummipropfen oberhalb der Ablaufschlitze. Ob

die Ursache eine Gerätemanipulation vorbeigehender Wanderer ist oder sich das Gummistück durch Druckauswirkung von Eisbildung im Auffangtrichter verschoben hat, welches durch ein Antauen von Schnee und nachfolgender Wiedergefrierprozesse im Trichter entstanden ist, lässt sich nicht zweifelsfrei klären. Ebenfalls Ursache von Verstopfung waren tote Insekten im Niederschlagsauffanggefäß. Allerdings kann auch schmelzender Schnee im Auffangtrichter an niederschlagsfreien Tagen mit steigenden Temperaturen über dem Gefrierpunkt fälschlicherweise zu einer Niederschlagsregistrierung führen und damit zu einem nichttechnischen Messfehler. Die Ursache für fehlende Niederschlagsaufzeichnung an der Station LWD von Ende August bis Mitte September 2017 ist nicht bekannt (vgl. Abb. 44).

Die Niederschlagssummen der berechneten Flüssigniederschläge der Stationen Ost, Süd Nord und LWD sind für die Jahre 2015 bis 2018 in Tab. 7 dargestellt und mit Messwerten der Niederschlagswippe an der Pegelstation ergänzt. An der Pegelstation wird die Lufttemperatur nicht registriert und daher sind die Niederschlagsmesswerte Gesamtniederschläge. Allerdings ist eine Unterschreitung des Temperaturschwellenwerts von 2 °C aufgrund der tieferen Höhenlage der Pegelstation im Reintal deutlich seltener zu erwarten.

**Tab. 7: Jährliche Flüssigniederschläge in den Jahren 2015 bis 2018 der Stationen Nord, Süd, Ost, LWD (mit  $T > 2^{\circ}\text{C}$ ) sowie der Niederschlagswippe an der Pegelstation.** Jahresangaben mit Datenlücken aufgrund technischer Ausfälle sind grau dargestellt.

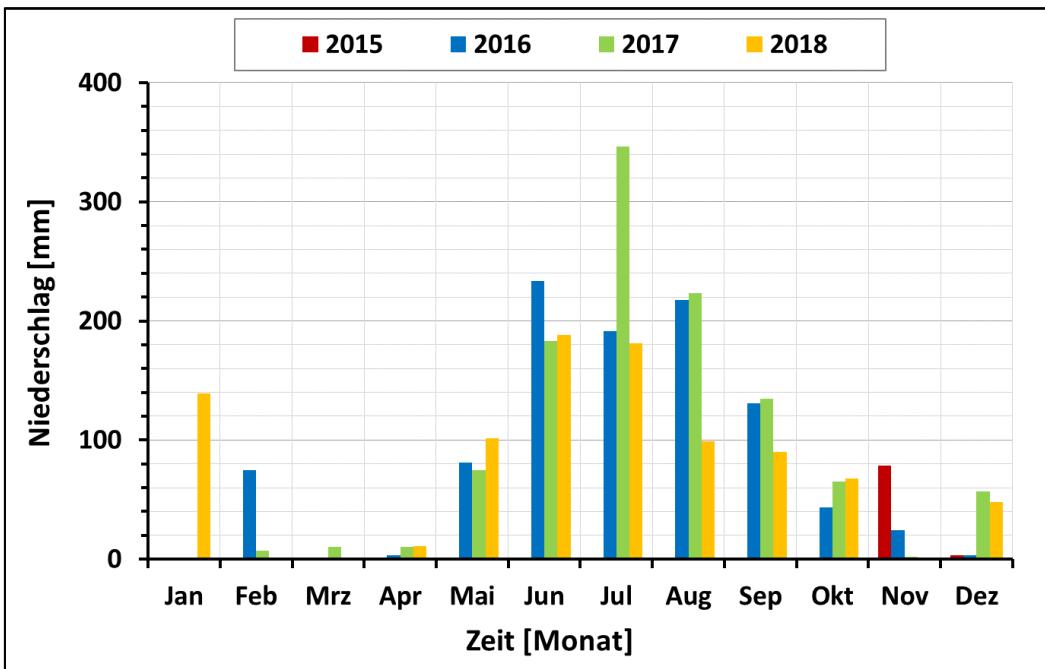
N [mm]	2015	2016	2017	2018
<b>Ost</b>	81,8	1.006	1114,3	926,3
<b>Süd</b>	367,8	623,5	878,2	859,4
<b>Nord</b>	961,7	996,1	1115,4	232,4
<b>LWD</b>	868,2	551,7	660,9	670,7
<b>Pegel</b>	911,1	1245,1	1112,2	909,5

Quelle: Eigene Berechnung und Darstellung.

In den Jahren 2015 bis 2018 fallen die Niederschläge auf dem Platt bis etwa Mitte Mai als Schnee und erst ab Mitte Mai bis Anfang Juni gehen die Festniederschläge in Regen über. Die ersten Flüssigniederschläge werden von der durchgehend vorhandenen Schneedecke gepuffert und tragen zusätzlich durch den Eintrag von latenter Wärme beim Wiedergefrieren zur fortschreitenden Schneeschmelze bei. In den Sommermonaten Juli bis Ende September fallen die Niederschläge vorwiegend als

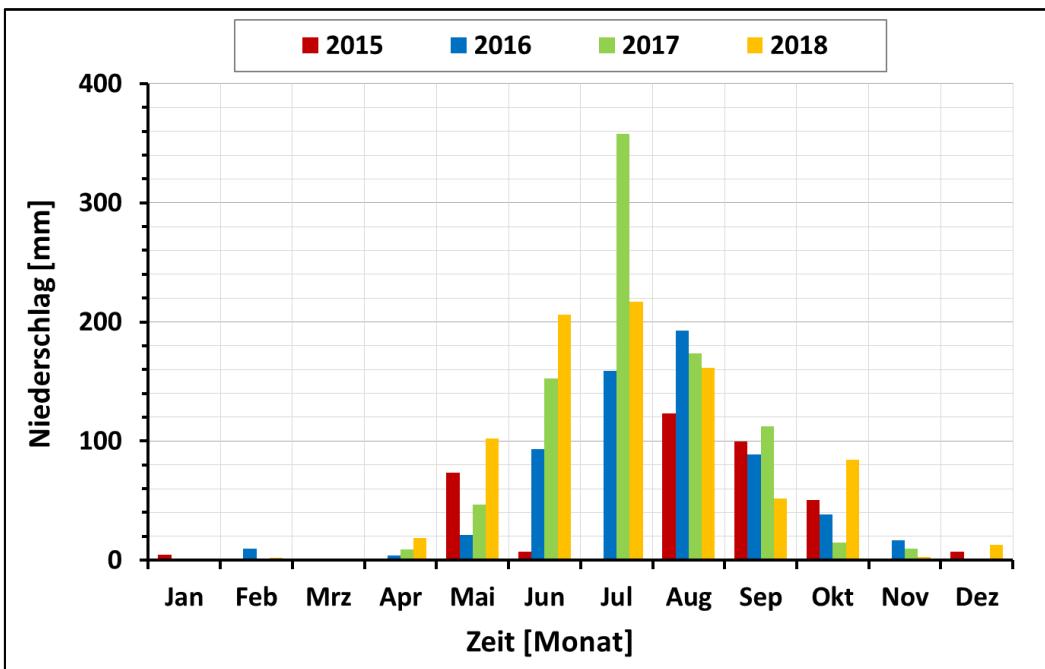
Regen. Trotzdem sind Schneefälle bis zum unteren Zugspitzplattbereich nicht ausgeschlossen. Auch die Zunahme stärkerer Niederschlagsintensitäten ist in den Sommermonaten aufgrund konvektiver Niederschlagsereignisse häufiger zu beobachten. Insbesondere im Jahr 2017 funktionierten alle Messsysteme zuverlässig. Sie bestätigten die stark vom Verlauf und von der Regenmenge sich ähnelnden Niederschläge zwischen der Pegelstation und den meteorologischen Stationen Ost und Nord, die sich über einem Höhenintervall von ca. 900 m erstrecken. Im Einzugsgebiet lässt sich daher kein eindeutiger Niederschlagsgradient über die Höhe ableiten. Zudem ist das Gebiet durch eine starke Variabilität im Niederschlagsfeld bei Einzelregen charakterisiert. Diese Messergebnisse bestätigen eigene Beobachtungen und die kurzzeitigen Niederschlagsmessungen im Feldversuch von Hüttl (1999). Besonders auffallend sind auch die hohen Niederschläge an der Pegelstation, obwohl sich diese 550 bis knapp 1.000 m unterhalb der auf dem Zugspitzplatt installierten Niederschlagsmessgerätschaften befindet. Die besondere Orografie des im Norden und Süden von Gebirgskämmen eingeschlossenen Reintals konzentriert die Niederschläge im Bereich des oberen Angers, wo sich bildende Wolken auf dem Weg Richtung Zugspitzplatt durch den starken Höhenversatz zum Aufstieg gezwungen werden. Aufsteigende Wolken aus dem Reintal lassen sich häufig beobachten. Wie weit sich die Stauwirkung ins Reintal bemerkbar macht, wird die Auswertung einer weiteren Niederschlagswippe im Reintal bei der Blauen Gumppe möglicherweise klären können. Ab Oktober wird der Temperaturwert von 2 °C vor allem im oberen Zugspitzplattbereich häufiger unterschritten und winterliche Verhältnisse weiten sich vom oberen Zugspitzplatt auf das gesamte Zugspitzplatt und mit fortschreitender Jahreszeit auch in den „Oberen Anger“ des Reintals aus.

Die Abb. 46 bis Abb. 49 stellen die anhand der Temperatur separierten und berechneten Regenmengen für die Station Ost, Süd, Nord, LWD auf einer zeitlichen Skala in Monaten für die Jahre 2015 bis 2018 dar. Datenausfälle werden dabei im Monatsvergleich über die Jahre schnell sichtbar, z. B. im Juni/Juli 2015 an der Station Süd, im Mai 2016 und Juni bis September 2018 an der Station Nord sowie im September 2016 an der Station LWD. Auch Schneeeinwehungen aus den höheren Lagen des Zugspitzplatts wurden an der Station Ost im Jahr 2018 als Regen dargestellt, da die Lufttemperatur an der Station Ost zu diesem Zeitpunkt über 2 °C betrug.



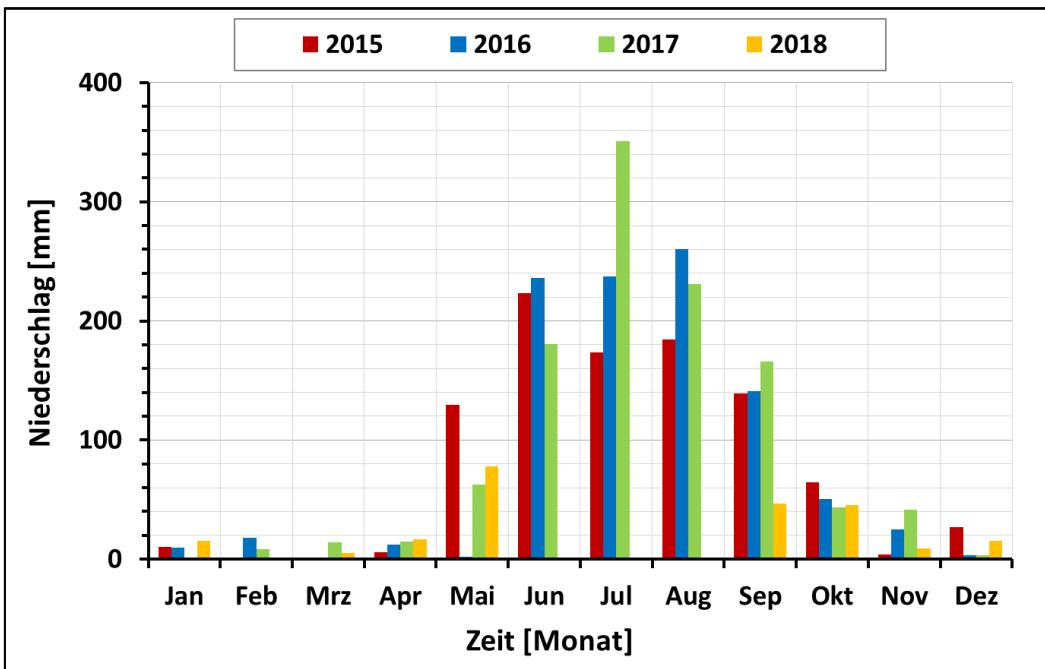
**Abb. 46:** Monatliche Niederschlagssummen an der Station Ost in den Jahren 2015 bis 2018 bei Temperaturen über 2 °C.

Quelle: Eigene Berechnung und Darstellung.



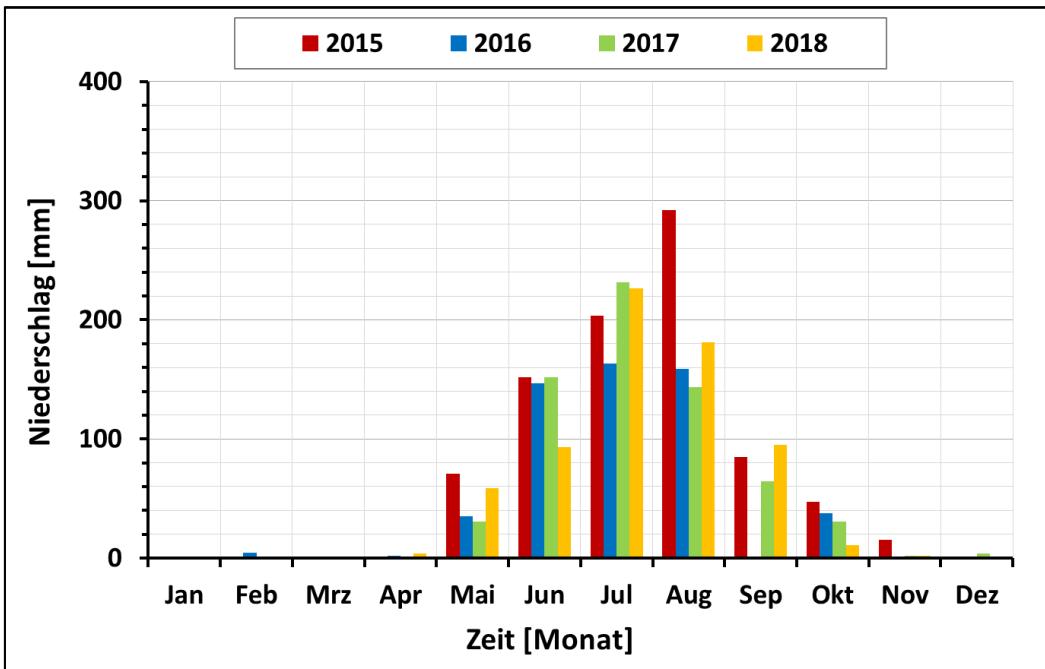
**Abb. 47:** Monatliche Niederschlagssummen an der Station Süd in den Jahren 2015 bis 2018 bei Temperaturen über 2 °C.

Quelle: Eigene Berechnung und Darstellung.



**Abb. 48: Monatliche Niederschlagssummen an der Station Nord in den Jahren 2015 bis 2018 bei Temperaturen über 2 °C.**

Quelle: Eigene Berechnung und Darstellung.



**Abb. 49: Monatliche Niederschlagssummen an der Station LWD in den Jahren 2015 bis 2018 bei Temperaturen über 2 °C.**

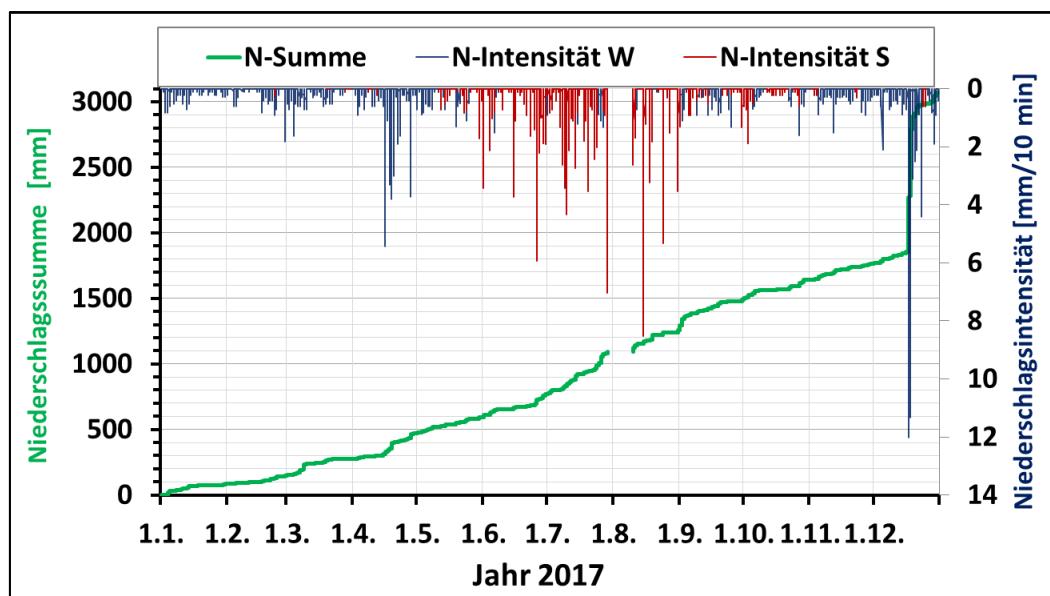
Quelle: Eigene Berechnung und Darstellung.

Aufgrund der tendenziell tieferen Temperaturen ist die Regenmenge an der Station LWD im Vergleich zu den anderen Stationen erwartungsgemäß am geringsten. Die Niederschlagsverteilung des Regens konzentriert sich bei allen Stationen im

hydrologischen Sommerhalbjahr auf die Sommermonate. Die genaue Verteilung der Niederschläge auf das Jahr und die Niederschlagsintensitäten werden im folgenden Kapitel betrachtet.

#### 4.1.2 Anzahl der Niederschlagstage und Niederschlagsintensitäten

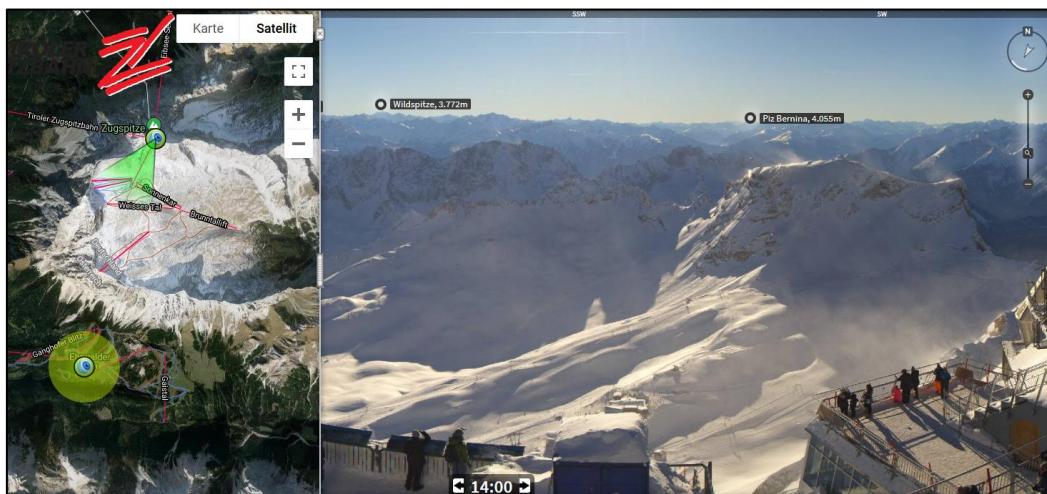
Die jahreszeitliche Betrachtung der Niederschlagsintensität verdeutlicht, dass vor allem geringe Intensitäten über das ganze Jahr verteilt auftreten und dagegen hohe Intensitäten in geringerer Anzahl aufgezeichnet werden. Die Abb. 50 repräsentiert beispielhaft die Niederschlagsaufzeichnungen an der Station LWD im Jahr 2017, wobei die Niederschlagswerte für Festniederschläge mittels blauer und für Flüssigniederschläge mittels roter Linien dargestellt sind. Die Zeitstempel mit hohen Niederschlagsmengen innerhalb von 10 Minuten konzentrieren sich tendenziell auf die Sommermonate, in denen vorwiegend bei Temperaturen über 2 °C Flüssigniederschläge mit teilweise größeren Regenmengen vorkommen. Obwohl die Niederschlagsintensitäten bei Schneefall meist geringer sind, wurden im Dezember des Jahres 2017 die höchsten jährlichen Niederschlagsintensitäten registriert. Diese sind allerdings auf die bereits erwähnten hohen Triebsschneeeinweihungen zurückzuführen und verdeutlichen eine Schwäche der Niederschlagsaufzeichnung durch Niederschlagswaagen, insbesondere bei extremen winterlichen Bedingungen mit hohem Windaufkommen.



**Abb. 50:** Niederschlagsintensität „winterlicher“ Festniederschläge (blau,  $T \leq 2$  °C), „sommerlicher“ Flüssigniederschläge (rot,  $T > 2$  °C) und kumulierte Niederschlagssumme (grün) an der Station LWD im Jahr 2017.

Quelle: Eigene Berechnung und Darstellung mit Messdaten der Station LWD.

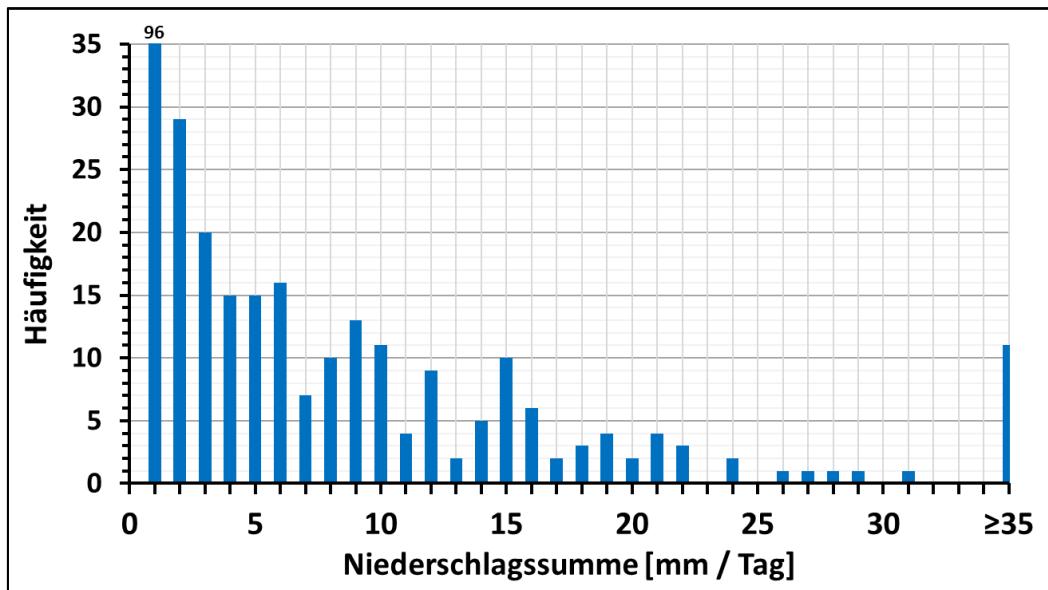
Ebenfalls interessant sind die berechneten schwachen Regenmengen am 24. Dezember 2017, die in den Wintermonaten nicht zu erwarten sind. Durch das Überschreiten des Temperaturgrenzwerts sticht die Niederschlagsaufzeichnung durch die rot hinterlegte Farbe hervor. An diesem Tag stellte sich eine Föhnwetterlage mit Temperaturen über 2 °C auf dem Zugspitzplatt ein und zeitgleich erfolgten leichte Niederschlagsaufzeichnungen sowohl an der Station LWD als auch an der Station Ost. Hierbei handelte es sich allerdings ebenfalls um Schneeeintrag durch den Wind. Denn zeitgleich war an diesem Tag die Globalstrahlung hoch und die Bergstation des DWD verzeichnete neben einer hohen Sonnenscheindauer von 8,5 Stunden auch keine Niederschläge. Eine Auswertung von einer Webcam der Tiroler Zugspitzbahn (vgl. Abb. 51) ließ während einer Schönwetterlage windverfrachtete Schneemengen und Schneefahnen an den Bergkämmen erkennen.



**Abb. 51: Blick von der Zugspitze auf das Zugspitzplatt am 24. Dezember 2017.**

Quelle: Tiroler Zugspitzbahn, abgerufen am 15. April 2021 unter <https://ehrwald.panomax.com/zugspitze>.

Insgesamt lässt sich dennoch festhalten, dass Niederschlagsintensitäten über 5 mm in 10 Minuten recht selten vorkommen und die meisten Messdaten zwischen 0 und 1 mm pro Zeitstempel liegen. Dies spiegelt sich in der Betrachtung der Niederschlagstagessummenverteilung, grafisch dargestellt in der Abb. 52, wider. Die einzelnen der 35 Klassengrößen des Histogramms umfassen jeweils Niederschlagsspannbreiten zwischen 0,1 und 1 mm. Dementsprechend beinhaltet die Klassengröße mit einer Niederschlagssumme von 1 mm alle Tagesniederschläge von 0,1 mm bis 1,0 mm, von 2 mm alle Tagesniederschläge von 1,1 mm bis 2,0 mm, usw.



**Abb. 52: Häufigkeitsverteilung von Tagesniederschlägen an der Station LWD im Jahr 2017.**

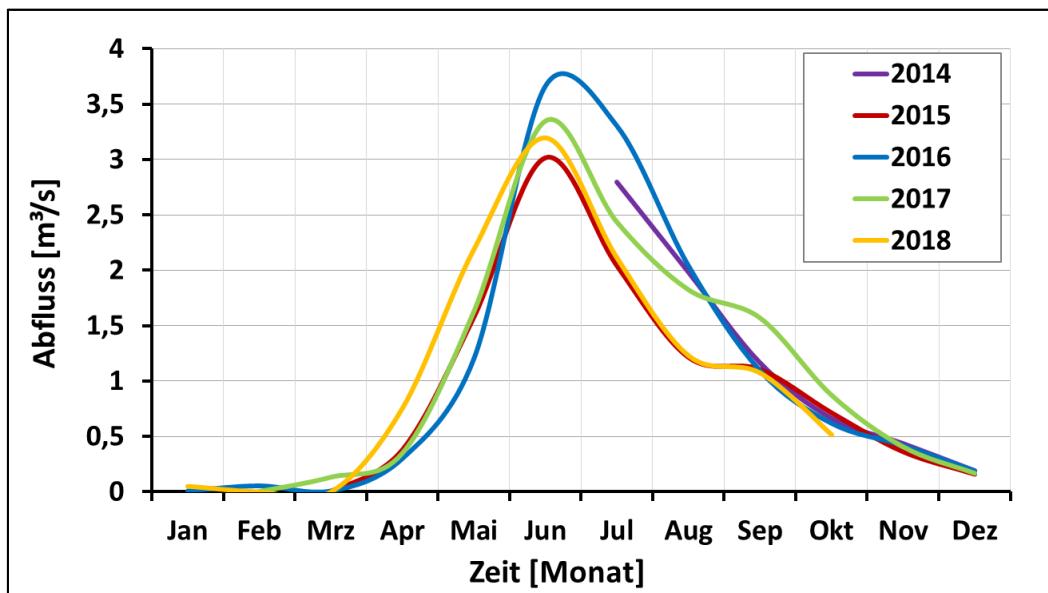
Quelle: Eigene Berechnung und Darstellung mit Messdaten der Station LWD.

Tendenziell nimmt die Häufigkeit der Tage mit zunehmenden Niederschlagsmengen ab. Während Regentage mit einer Niederschlagsmenge zwischen 0,1 mm und 1 mm 96 Mal im Jahr 2017 auftreten, kommen Tage mit Niederschlagsmengen zwischen 1,1 mm und 2,0 mm mit einer Häufigkeit von 29 deutlich seltener vor. Tage mit Niederschlagsmengen über 16 mm sind nur noch vereinzelt aufgezeichnet. An insgesamt 11 Tagen ergab der Niederschlag eine Tagesmenge von 35 mm und mehr. So betrug beispielsweise am 02. September 2017 der Tagesniederschlag an der Station LWD 50,3 mm; an dem gleichen Tag zeichnete die Station Ost mit 48,2 mm eine ähnlich hohe Niederschlagsmenge auf.

Für die genauere Bestimmung der Gesamtanzahl der Niederschlagstage an der Station LWD werden für den kurzen Datenausfall an der Station LWD vom 30. Juli bis zum 09. August registrierte Niederschläge an der Station Ost als Niederschlagstag bzw. niederschlagsfreier Tag für die Station LWD übernommen. Daraus ergeben die Auswertungen der Messdaten 311 Niederschlagstage mit mindestens 0,1 mm pro Tag, und dementsprechend 54 niederschlagsfreie Tage. An der Station Ost kommen auf 288 Niederschlagstage 77 niederschlagsfreie Tage. Zwar wurden an der Station Ost etwas weniger Niederschlagstage aufgezeichnet, die Regenmenge ist aber im Jahresverlauf ähnlich hoch (vgl. Kap. 4.1). Insgesamt wird die Anzahl der niederschlagsfreien Tage unterschätzt, da durch den Wind aufgewirbelter Schnee, der durch das Gerät registriert wird, ebenfalls als Niederschlagstag in Erscheinung tritt, wenngleich kein Niederschlag fällt.

## 4.2 Berechneter Abfluss am Partnach-Ursprung

Die Berechnung der Durchflüsse am Pegel an der Partnach erfolgt durch die in Kap. 3.5 beschriebene Abflussbeziehung zum gemessenen Wasserstand. Für die Wasserbilanzierung ist das gesamte Jahr zu betrachten, denn vor allem die winterlichen Festniederschläge zeigen sich stark zeitversetzt in der Abflussganglinie, sobald die Temperaturen auf dem Zugspitzplatt steigen und die Schneeschmelze einsetzt. Die höchsten Abflüsse konzentrieren sich dabei auf die Sommermonate Juni und Juli, in denen die sommerlichen Regenereignisse zusätzlich mit den Niederschlagsmengen der Vormonate in Form von Schmelzwasser überlagert werden. Die Abb. 53 zeigt die monatlichen mittleren Abflüsse und repräsentiert das arithmetische Mittel der Tageswerte für den entsprechenden Zeitraum. Durch die Auftragung von Monatsmitteln kommt nach Maniak (2010, S. 89) der jährliche Gang stärker zum Ausdruck, welcher in diesem Fall ein markantes Abflussmaximum der Partnach in den Sommermonaten darstellt. Für die Abbildung von Langzeittrends der Abflüsse durch die Jahresmittel ist der Erfassungszeitraum der Partnachabflüsse an der Quelle jedoch viel zu kurz.



**Abb. 53: Mittlere Monatsabflüsse in den Jahren 2014 bis 2018.**

Quelle: Eigene Berechnung und Darstellung.

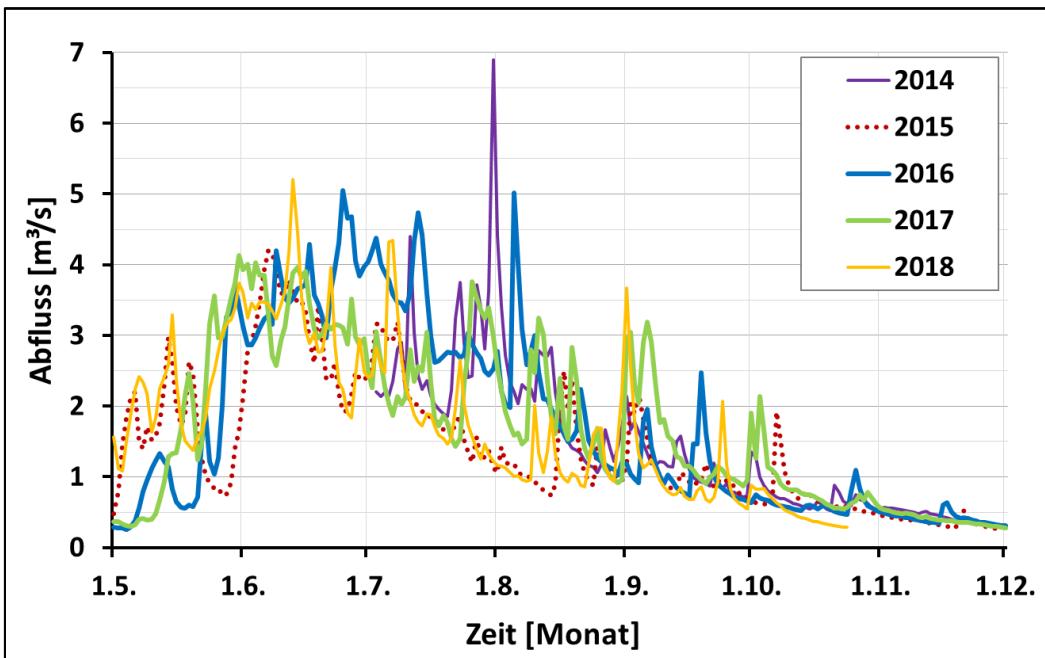
Die folgenden beiden Unterkapitel geben einen genaueren Einblick in die Abflussprozesse, die Abflussmengen und die Abflussverteilung im Jahresverlauf und über die Jahre.

#### 4.2.1 Analyse hydrologischer Daten des Partnach-Ursprungs

Der Partnach-Ursprung ist eine intermittierende Störungsquelle, die insbesondere in den Wintermonaten wahrscheinlich bis zum Einsetzen der Schneeschmelze ganz trockenfällt. Die Antriebskraft für den Grundwasseraustritt in der Quelle ist der hydrostatische Druck infolge des Grundwassergefälles (Hölting, Coldewey 2013, S. 58 f.). Die mittlere Quellschüttung des Partnach-Ursprungs beträgt nach eigenen Messungen in den hydrologischen Sommerhalbjahren 2014 bis 2018 1,8 m<sup>3</sup>/s bzw. 1.800 l/s und hebt sich damit von vielen kleinen Quellen in Deutschland mit unter 1.000 l/s ab (Hölting, Coldewey 2013, S. 60). Die Schüttung der Quelle schwankt stark, was typisch für Karstquellen ist. Am Partnach-Ursprung liegt die Schüttung im Sommerhalbjahr zwischen 0,5 bis über 5 m<sup>3</sup>/s (vgl. Abb. 54). Die Quelle am Partnach-Ursprung wird im Frühjahr maßgeblich durch die Schneeschmelze auf dem Platt geprägt und im Sommer zunehmend durch den Niederschlagsgang beeinflusst. Nach Hölting und Coldewey (2013, S. 61) stellen Karstquellen des seichten Karstes häufig Austritte unterirdischer Wasserläufe dar, die definitionsgemäß jedoch kein Grundwasser sind. Im Zuge dieser Arbeit wird erläutert, dass der Partnach-Ursprung nicht diesem Kriterium entspricht und eine Quelle des tiefen Karstes ist.

Aufgrund der sehr geringen bis fehlenden Abflüsse im Winterhalbjahr und den zusätzlichen Messunsicherheiten während winterlicher Bedingungen (vgl. Kap. 3.2.3) beschränkt sich die genauere Betrachtung der Partnachabflüsse auf die hydrologischen Sommerhalbjahre. Für die zeitliche Diskretisierung der halbjährlichen Abflüsse wird das Tagesmittel verwendet, um die Abflussgrößen und Wasserbilanzen zu berechnen. Zwar beinhaltet die Wahl dieses Zeitschritts einen gewissen Informationsverlust, denn so kann beispielsweise der Ablauf von Hochwasserwellen nicht genau erfasst werden. Für die Analyse der Abflusskomponenten in Kap. 6.2.3 wurde daher der Zeitschritt enger gewählt, um die Abflussganglinie beim Methodenvergleich durch eine höhere Informationsdichte besser abbilden zu können.

Das pluvial-nival geprägte Abflussregime am Partnach-Ursprung ist in Abb. 54, welche die Abflussganglinien ab dem Jahr 2014 bis 2018 der Monate Mai bis November zeigt, deutlich zu erkennen. Hohe Abflüsse konzentrieren sich auf die Sommermonate, niedrige Abflüsse auf die Wintermonate. Zugleich kommt der Schwankungsbereich der mittleren täglichen Abflüsse innerhalb der einzelnen Monate zur Geltung. Diese werden einerseits im Frühjahr durch Niederschläge und starke Schmelzvorgänge mit zeitweiligen Unterbrechungen verursacht und andererseits in den Sommer- und Herbstmonaten durch stärkere Regenereignisse ausgelöst.



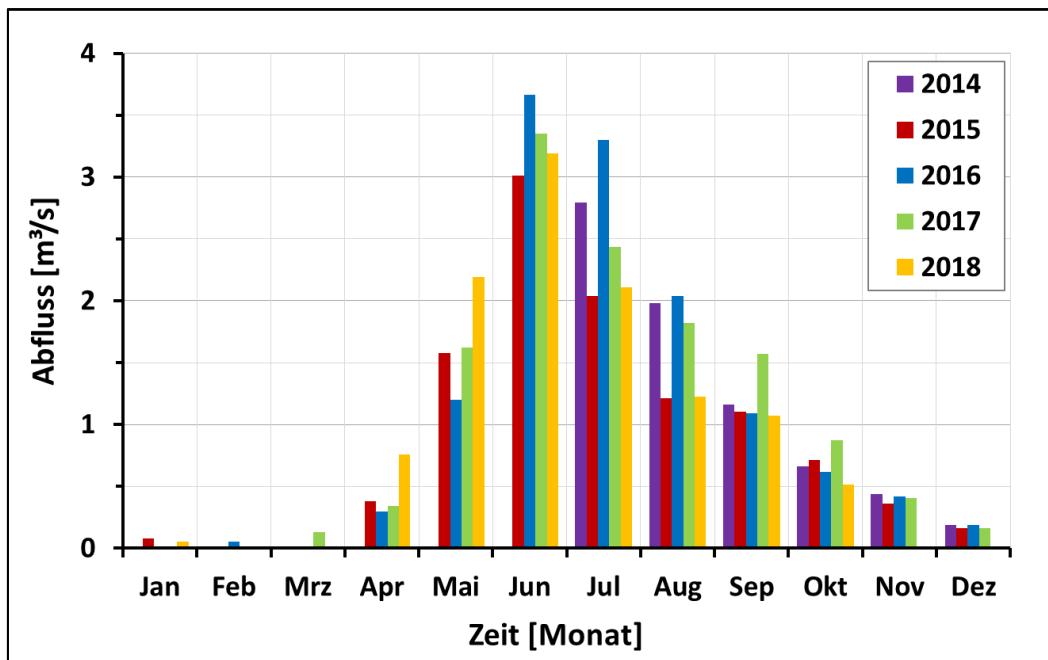
**Abb. 54: Abflussganglinien der Partnach in den hydrologischen Sommerhalbjahren 2014 bis 2018, erweitert mit Abflussdaten des Monats November.** Die Abflüsse stellen Tagesmittelwerte dar.

Quelle: Eigene Erstellung und Bearbeitung.

Der Vergleich der Abflussganglinien aller Jahre aus dem Untersuchungszeitraum lässt einen ähnlichen Abflussvorgang erkennen. Schnell ansteigende Abflussmengen treten infolge von den ersten Schmelzvorgängen im Einzugsgebiet im Frühjahr ab Mai auf. Der Zeitpunkt der ersten intensiven Schmelzperiode variiert dabei von Jahr zu Jahr. Im Jahr 2015 und 2018 verzeichnete der Pegel bereits Anfang bis Mitte Mai höhere Wasserstände, mit einem anschließenden kurzen Einbruch, während in den Jahren 2016 und 2017 die Schmelze erst etwa zwei Wochen später begann. Die Hauptschmelze aus dem gesamten Einzugsbereich ist in allen Beobachtungsjahren im Zeitraum von Juni bis Mitte Juli erkennbar. Hohe Abflussspitzen zum Ende der Hauptschmelze werden dabei von starken Niederschlagsereignissen verursacht, die sich mit dem Schmelzwasser überlagern können. So zeichnete beispielsweise die Station des LWD Ende Juli des Jahres 2014 hohe tägliche Niederschlagsmengen mit bis über 60 mm Niederschlag am 26. Juli 2014 auf, die einen besonders hohen Abfluss an der Partnachquelle zur Folge hatten.

Der Herbst ist in allen Jahren von rückläufigen Abflussmengen geprägt, welche zum Winter hin weiter abnehmen, wobei die Quelle zeitweise nach Beobachtungen von Morche et al. (2007, S. 25) auch trockenfällt. Eigene Messungen lassen diesen Beobachtungen zustimmen. Zum einen nehmen die Niederschlagsmengen im Herbst leicht ab (vgl. Kap. 4.1), zum anderen fällt der Regen durch die abnehmenden

Lufttemperaturen zunehmend als Schnee, welcher auf der Geländeoberfläche liegen bleibt und bei fehlendem zwischenzeitlichen Temperaturanstieg mit Temperaturen deutlich über 0 °C nicht mehr in demselben Jahr zum Abfluss gelangt. Im Winter bauen sich durch akkumulierende Schneefälle mächtige Schneedecken auf dem Zugspitzplatt auf, deren Wassermengen im Gebiet zwischengespeichert werden und in den Winterabflüssen fehlen. Besonders klar drückt sich der jahreszeitliche, klimatologische Einfluss in der Verteilung der durchschnittlichen monatlichen Abflüsse (siehe Abb. 55) aus.



**Abb. 55: Mittlere monatliche Abflusshöhen in den Jahren 2014 bis 2018.**

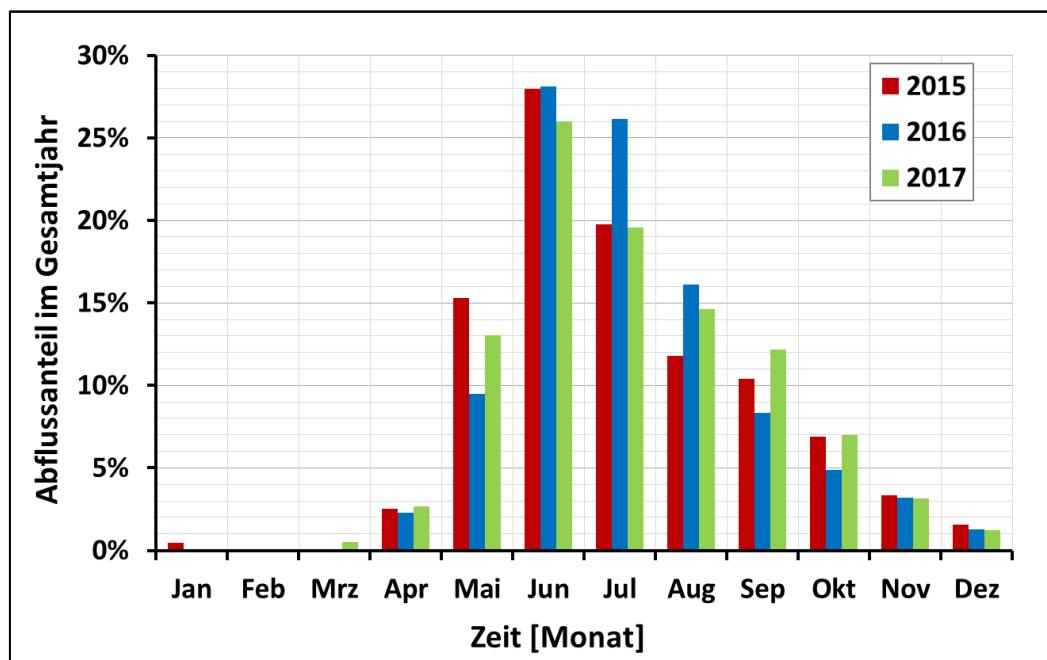
Quelle: Eigene Erstellung und Bearbeitung.

Die Abflüsse zeigen in den Monatsmitteln eine klare quantitative Verteilung über das Jahr, mit besonders hohen Abflüssen im Sommer und sehr niedrigen Abflüssen und zum Teil ausbleibenden im Winter. Anfang April treten die ersten Schmelzvorgänge in den tiefergelegenen Bereichen des Einzugsgebiets auf, sobald die Temperaturen steigen. Mit dem Anstieg der Temperaturen wird die Energie über Schmelz- und Gefriervorgänge in die tieferen Schneeschichten übertragen, bis die gesamte Schneedecke einen isothermen Zustand von 0 °C erreicht. Nach der Sättigung der Schneedecke mit Schmelzwasser in den Poren sind die Voraussetzungen für den Beginn der Schmelze geschaffen.

Die Schmelzvorgänge im Einzugsgebiet finden sukzessive von den tiefer gelegenen Bereichen hin zu den oberen Bereichen des Zugspitzplatts statt. Dies erklärt auch die Zunahme des Abflusses am Partnach-Ursprung zu den Sommermonaten hin. Dieser setzt sich maßgeblich aus Schmelzwasser der Schneedecke zusammen und wird mit

auftretenden flüssigen Niederschlägen aus den Höhenlagen ergänzt, wo die Temperaturen schon über 0 °C liegen. Der zunehmende Niederschlagswasseranteil im Gesamtabfluss kann aus den unteren Bereichen stammen oder bei entsprechend hohen Temperaturen vorwiegend im Sommer auch aus dem gesamten Zugspitz einzugsgebiet. Der Einsatz von natürlichen Tracern ist dabei ein nützliches Werkzeug, um die Abflussanteile des gesamten Abflusses zu trennen und zu bestimmen, worauf in Kap. 6 eingegangen wird.

Die prozentuale monatliche Verteilung der Abflüsse über das Gesamtjahr ist in Abb. 56 nur für die Jahre 2015, 2016 und 2017 aufgeführt, da in den Jahren 2014 und 2018 einige Monate ohne Messdaten vorliegen (vgl. Abb. 54 und Abb. 55). Zwar ist die Verwendung der winterlichen Messdaten mit Unsicherheiten behaftet, jedoch ist festzustellen, dass sich insbesondere die Monate Januar bis März durch fehlende Abflüsse auszeichnen und damit nur zu einem sehr geringen Anteil zum Gesamtjahresabfluss beitragen. Daher werden für diese Analysen auch die winterlichen Abflüsse berücksichtigt.



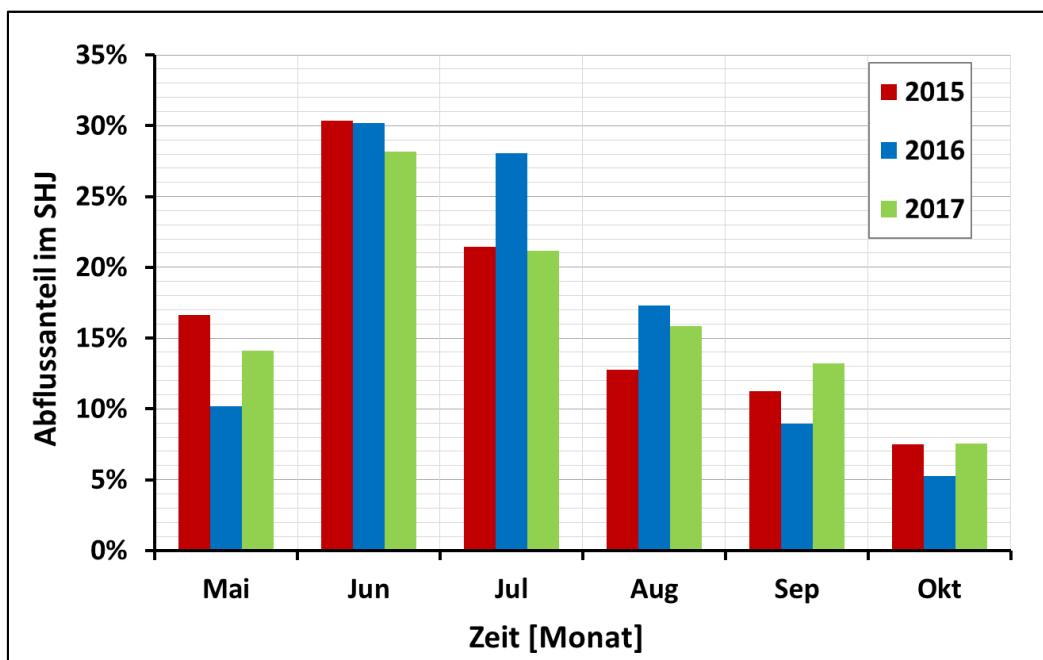
**Abb. 56: Abflussanteile über das Gesamtjahr.** Die Jahre 2014 und 2018 sind hier nicht aufgeführt, da keine Abflussdaten für das komplette Jahr vorlagen.

Quelle: Eigene Erstellung und Bearbeitung.

Über 90 % der gesamten Jahresabflüsse in den Jahren 2015 bis 2017 konzentrieren sich dabei auf das hydrologische Sommerhalbjahr, welches vom 1. Mai bis zum 31. Oktober andauert. Für das Hauptabflussgeschehen sind dabei die Monate Juni und Juli hervorzuheben, die in allen Jahren des gesamten Untersuchungszeitraums 45 bis 54 % des Jahresabflusses, maßgeblich durch die Schneeschmelze verursacht, verzeichnen.

Mit 26 bis 29 % trägt der Monat Juni in den Jahren 2015 bis 2017 den abflussstärksten Anteil im Jahresabfluss der Partnach.

Die berechneten monatlichen Anteile können bei ganzjähriger Betrachtung von den tatsächlichen monatlichen Abflussanteilen leicht abweichen, da bereits erwähnte Messunsicherheiten der erfassten Abflüsse in den Wintermonaten nicht ausgeschlossen sind. Bei den erfassten Abflüssen können aufgrund von Eisbildung im Messquerschnitt Ungenauigkeiten auftreten. Durch einen verengten Querschnitt fallen die Wasserstände tendenziell höher aus, wodurch sich die Abflüsse nicht mehr verlässlich mit der erstellten Wasserstands-Abfluss-Beziehung (vgl. Kap. 3.5) berechnen lassen. Da der Hilfspiegel am Partnach-Ursprung in den Wintermonaten aufgrund der hohen Schneelawinengefahr nicht erreichbar ist und auch nicht durch eine Webcam oder ähnliches eingesehen werden kann, sind potenziell gemessene Fehlwerte nicht quantifizierbar. Aufgrund dieses Unsicherheitsfaktors wird für weitergehende Auswertungen der Abflussanteile in den folgenden Kapiteln ausschließlich das hydrologische Sommerhalbjahr betrachtet. Die monatlichen Abflussanteile von Mai bis Oktober zeigt Abb. 57, wobei das gesamte hydrologische Sommerhalbjahr mit 100 % als Referenz gesetzt wird.



**Abb. 57:** Prozentuale monatliche Abflussanteile im hydrologischen Sommerhalbjahr 2015, 2016 und 2017.

Quelle: Eigene Erstellung und Bearbeitung.

Diese grafische Darstellung drückt Tab. 8 in Zahlen aus. Die aufsummierten Monatsanteile ergeben 100 % des Abflusses des hydrologischen Sommerhalbjahres gerundet auf eine Nachkommastelle.

**Tab. 8: Prozentuale monatliche Abflussanteile bezogen auf die hydrologischen Sommerhalbjahre 2015, 2016 und 2017.**

Monat	2015	2016	2017	$\bar{\Omega}$ (Monat)
<b>Mai</b>	16,6	10,2	14,1	13,6
<b>Jun</b>	<b>30,3</b>	<b>30,2</b>	<b>28,1</b>	<b>29,6</b>
<b>Jul</b>	21,5	28,1	21,2	23,6
<b>Aug</b>	12,8	17,3	15,8	15,3
<b>Sep</b>	11,3	9,0	13,2	11,1
<b>Okt</b>	7,5	5,2	7,6	6,8

Quelle: Eigene Erstellung und Bearbeitung.

Die hervorgehobenen Zahlen der Tabelle markieren den Monat mit dem höchsten Abflussanteil in den hydrologischen Sommerhalbjahren. Dieser fällt in den Jahren 2015 bis 2017 mit einem durchschnittlich knapp 30-prozentigen Anteil jeweils auf den Monat Juni und hebt die Bedeutung der Schneeschmelze neben Niederschlägen für die Abflussbildung der Partnach in diesem Zeitraum hervor.

#### 4.2.2 Abflussstatistik am Partnach-Ursprung über die Jahre

Zur Beurteilung des Abflussverhaltens wurden mittlere Tageswerte und daraus hervorgehend Monats- und Jahresmittel für das jeweilige hydrologische Sommerhalbjahr berechnet. Aus diesen Jahresmitteln lassen sich langjährige Mittelwerte bilden. Extremwerte wie Hoch- und Niedrigwasser wurden aus den fehlergeprüften Rohdaten ermittelt und statistisch ausgewertet. Tab. 9 fasst die gemessenen Abflüsse in Monatsmittel, die monatlichen Pardé-Koeffizienten sowie die niedrigsten und höchsten gemessenen Abflüsse für die gesamten Beobachtungsjahre 2014 bis 2018 zusammen und soll einen Überblick über die Abflusscharakteristik der Partnachquelle geben. Die grau hinterlegten Zahlenangaben sind aufgrund mehrtägiger Messlücken nicht vollständig und bilden den Monatswert nicht zuverlässig ab.

**Tab. 9: Mittel- und Extremwerte für monatliche und sommerhalbjährliche (SHJ) Abflüsse an der Pegelstation nahe der Partnachquelle im Zeitraum 2014 bis 2018 und monatliche Pardé-Koeffizienten.** Alle Werte beziehen sich auf m<sup>3</sup>/s. NNQ = niedrigster Abflusswert im Beobachtungszeitraum, MQ = mittlerer Abfluss im Beobachtungszeitraum, HHQ = höchster Abflusswert im Beobachtungszeitraum, MMQ = mittlerer Monatsabfluss für den gesamten Beobachtungszeitraum.

Zeitraum	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	NNQ <sub>SHJ</sub>	MQ <sub>SHJ</sub>	HHQ <sub>SHJ</sub>
2014	0,96	2,50	2,74	1,98	1,16	0,71	0,40	1,68	8,89
2015	1,58	3,01	2,04	1,21	1,11	0,71	0,41	1,61	5,24
2016	1,10	3,65	3,35	2,08	1,11	0,62	0,24	1,98	6,05
2017	1,50	3,39	2,44	1,89	1,57	0,88	0,26	1,94	5,09
2018	2,13	3,23	2,15	1,20	1,13	0,52	0,28	1,73	6,34
MMQ <sub>Monat</sub>	1,45	3,16	2,54	1,67	1,21	0,69		1,79	
Pardé-Koeff.	0,81	1,77	1,42	0,93	0,68	0,39			

Quelle: Eigene Berechnung und Darstellung.

Der Pardé-Koeffizient bzw. Schwankungskoeffizient beschreibt das Verhältnis vom mittleren monatlichen zum mittleren jährlichen Abfluss (Fohrer et al. 2016, S. 196; Wehren et al. 2009, S. 36); Werte größer oder niedriger als 1 verdeutlichen das variierende Abflussmuster der Partnachquelle über das hydrologische Sommerhalbjahr mit niedrigen Abflüssen von 0,2 m<sup>3</sup>/s bis zu Abflüssen von über 8 m<sup>3</sup>/s bei Starkregenereignissen. Wie ebenfalls von Lauber et al. (2014) festgestellt wurde, weisen besonders die Monate Juni und Juli überdurchschnittliche Abflüsse auf, welche maßgeblich durch die Schneeschmelze dominiert werden. Die Partnach wird somit durch ein nival geprägtes Abflussregime des Berglandes bzw. Gebirges charakterisiert.

Für die Berechnung der Wasserhaushaltsgröße Q der Wasserbilanzgleichung wird die Abflusshöhe h<sub>A</sub> für den Pegel berechnet, welche den gesamten Wasserabfluss der Partnach aus dem Zugspitzplatt innerhalb eines bestimmten Zeitintervalls angibt. Die Abflusshöhe ist gemäß DIN 4049-3 (DIN 1994) als Verhältnis der Abflusssumme zu dem dazugehörigen Einzugsgebiet definiert und wird meist auf ein Jahr bezogen. Die Abflusshöhe des Pegels an der Partnach lag im Jahr 2015 bei 2.421 mm, im Jahr 2016 bei 2.964 mm, im Jahr 2017 bei 2.925 mm und im Jahr 2018 (allerdings nur bis 24. Oktober) bei 2.514 mm.

Die Abflussspende  $q$  wird dagegen verwendet, um Einzugsgebiete unterschiedlicher Größe direkt miteinander zu vergleichen, indem der Abfluss einer 1 km<sup>2</sup> Einheitsfläche des betrachteten Einzugsgebiets bezogen auf eine Sekunde berechnet wird. Die Abflussspende  $q$ , angegeben in l/(s\*km<sup>2</sup>), ist als der Quotient aus dem Abfluss  $Q$  in Litern pro Sekunde und der Einzugsgebietsgröße  $A_E$  eines Fließgewässers definiert (DIN 4045; Höltig, Coldewey 2013, S. 53):

#### Gl. 11: Abflussspende

$$q = \frac{Q}{A_E}$$

Da sich das Untersuchungsgebiet in einer Gebirgsregion mit großer Reliefenergie, spärlicher Vegetation und geringer Evapotranspiration, verbunden mit hohen Niederschlägen, befindet, sind hohe Abflussspenden zu erwarten. Aufgrund der guten Wasserdurchlässigkeit des Gesteins, dem fehlenden Oberflächenabfluss, den geringmächtigen Bodenauflagen und dem steilen Relief sind die unterirdischen Abflüsse hoch. Hohe Abflussspenden sind für Hochgebirgsregionen typisch, niedrige Abflussspenden sind meist im Flachland vorzufinden (Albert 2016). Im hydrologischen Sommerhalbjahr 2015 beträgt die mittlere Abflussspende (Mq) 141,2 l/(s\*km<sup>2</sup>) und ist in Relation zum Pegel Partnach (Messstellen-Nr. 16425004) im Unterlauf entsprechend hoch. Dort liegt die mittlere Abflussspende nach dem Gewässerkundlichen Jahrbuch bei 52,4 l/(s\*km<sup>2</sup>) und die Größe des Einzugsgebiets bei 96,2 km<sup>2</sup> (LfU 2021). Die Charakteristik des 11,4 km<sup>2</sup> großen hochalpinen Einzugsgebiets der Partnachquelle mit großer Reliefenergie, geringem Bodenspeicher, spärlicher Vegetation, geringer Evapotranspiration verbunden mit hohen Niederschlägen tragen zur hohen Abflussspende bei.

### 4.3 Berechnete Verdunstung

Für die Abschätzung der Gebietsverdunstung stehen im Bezugszeitraum keine Messergebnisse zur Verfügung. Die Verdunstung hängt von der Wasserverfügbarkeit ab. Langfristig ist das Wasserdargebot entscheidend, kurzfristig die Bodenfeuchte bzw. der Bodenwasservorrat (Fohrer et al. 2016, S. 115). Die Temperatur gehört dabei nach Fohrer et al. (2016, S. 109) zu den wichtigsten Steuergrößen der Verdunstung. Mit niedrigerer Temperatur sinkt die Aufnahmekapazität der Luft an Wassermolekülen und auch die Bewegungsenergie der Wassermoleküle nimmt ab. Sobald der temperaturabhängige Sättigungsdampfdruck den über der Wasserphase herrschenden Partialdruck übersteigt, findet Verdunstung statt (Baumgartner, Liebscher 1996,

S. 335 f.). Umgekehrt tritt Kondensation auf, wenn der Sättigungsdampfdruck unter dem Partialdruck liegt (Fohrer et al. 2016, S. 22 f.). Neben der Lufttemperatur und der Luftfeuchtigkeit bzw. dem Sättigungsdefizit der Luft beeinflussen die Sonneneinstrahlung und die Windbewegung die Evaporation (Baumgartner, Liebscher 1996, S. 335). Zusätzlich unterscheiden sich Verdunstungswerte unter denselben meteorologischen Bedingungen über vegetationsbedeckten und vegetationsfreien Flächen. Bei Pflanzenbewuchs hat neben der Interzeption die Transpiration, also die Verdunstung aufgrund biotischer Prozesse, entscheidenden Einfluss auf die Gesamtverdunstung (Baumgartner, Liebscher 1996, S. 369 f.).

Auf Grundlage der in Kap. 2 beschriebenen klimatologischen und geologischen Ausgangsbedingungen mit rascher Wasserabfuhr in den Untergrund sowie den geringen Boden- und Pflanzenvorkommen ist eine geringe Gebietsverdunstung zu erwarten. Die Berechnungsergebnisse der realen Verdunstung, die das LfU (2018) mithilfe des Bodenwasserhaushaltsmodells GWN-BW ermittelt hat, liefern für das Zugspitzplattgebiet niedrige Werte zwischen 0 und 300 mm pro Jahr. Die niedrigen Verdunstungswerte sind dabei auf die niedrigeren Temperaturen in den alpinen Hochlagen verbunden mit einem geringeren Sättigungsdefizit der Luft zurückzuführen (LfU 2018). Nach Hauer (1950, S. 42, zit. in: Hüttl 1999, S. 29) beträgt die relative Luftfeuchte im langjährigen Mittel (1900 bis 1950) 81 %; mit einem Maximum im Juni mit 96 % und einem Minimum im November mit 78 %.

Hüttl (1999, S. 29 f.) berechnet nach der Formel von Haude (1954) für die Zugspitze auf knapp 3.000 m ü. NHN. eine mittlere Verdunstung von 78 mm, die mit nur 3 % einen geringen Anteil vom Jahresniederschlag einnimmt. Die Gleichung zeigt dabei eine lineare Beziehung zwischen der Meereshöhe H [m] und der Verdunstung V [mm]:

### Gl. 12: Gebietsverdunstung

$$V = 755 - 0,18 * H$$

Für das tiefer gelegene Zugspitzplatt berechnet die Autorin nach der Regressionsgleichung von Baumgartner et al. (1983, S. 30) eine mittlere Verdunstung von 368 mm. Bei Berücksichtigung der vegetationsbedeckten und vegetationsfreien Flächen insbesondere in den Sommermonaten können die Werte von den Berechnungsergebnissen mittels der Regressionsgleichung abweichen, denn auf dem Zugspitzplatt nimmt mit abnehmender Höhe der Anteil an Vegetationsbedeckung zu, welche sich verdunstungssteigernd auswirkt. Haude (1954) bezieht die Vegetation zur Verdunstungsberechnung ein, jedoch hat die Vegetation über das Jahr einen geringen Einfluss auf die durchschnittliche Verdunstung im Gebiet. Wassermangel auf

Schutt- und offenen Karstflächen bleibt unberücksichtigt. Daher führt dieser Berechnungsansatz vermutlich zur Überschätzung der Gebietsverdunstung.

Alternativ kann zur Berechnung der Verdunstung die Wasserhaushaltsbilanzierung herangezogen werden, sofern die Niederschlagsmengen und die Abflussmengen im Einzugsgebiet bekannt sind. Im Falle des hochalpinen Einzugsgebiets stellen allerdings die Messungen insbesondere der winterlichen Niederschläge einen Unsicherheitsfaktor dar. Da Stationsniederschläge durch Fehler zu einem gewissen Anteil systematisch unterschätzt werden, hat Richter (1995) ein Verfahren zur Korrektur von Tageswerten entwickelt, welches auf folgender Gleichung basiert:

**Gl. 13: Niederschlagskorrektur nach Richter**

$$N_{korr} = N + b * N^{(\varepsilon)}$$

$N$  ist dabei der täglich gemessene Niederschlag [mm] und  $N_{korr}$  ist die korrigierte Niederschlagshöhe. Die beiden Parameter  $b$  und  $\varepsilon$  hängen von der Niederschlagsart ab,  $b$  zusätzlich von der Horizontabschirmung bzw. der Stationslage (vgl. Tab. 10). Dabei wird zwischen den Niederschlagsarten Regen im Sommer (Mai bis Oktober) und Regen im Winter (November bis April), Mischniederschlag aus Regen und Schnee sowie Schneeniederschlag unterschieden (Richter 1995). Die Korrektur bleibt dennoch zu einem gewissen Anteil unsicher, da nach Fohrer et al. (2016, S. 56) die Windgeschwindigkeiten und die temperatur- oder strahlungsbedingten Verdunstungsverluste nicht ausreichend berücksichtigt werden.

**Tab. 10: Abhängigkeit von  $\varepsilon$  und  $b$  von der Niederschlagsart und der Stationslage.**

Niederschlagsart	$\varepsilon$	Stationslage / $b$			
		Frei	Leicht geschützt	Mäßig geschützt	Stark geschützt
<b>Flüssig (Sommer)</b>	0,38	0,345	0,310	0,280	0,245
<b>Flüssig (Winter)</b>	0,46	0,340	0,280	0,240	0,190
<b>Misch</b>	0,55	0,535	0,390	0,305	0,185
<b>Schnee</b>	0,82	0,720	0,510	0,330	0,210

Quelle: Verändert nach (Richter 1995, S. 67).

Der Korrekturwert ist stationsspezifisch und richtet sich nach der Exposition der Station und der Art des Niederschlags. Die Bestimmung der Stationslage kann anhand der Beschreibung nach Richter (1995, S. 31 f.) visuell eingeordnet werden oder nach der

mittleren langjährigen Windgeschwindigkeit abgeschätzt werden. Am Zugspitzplatt sind die Stationen frei exponiert und auch die Windgeschwindigkeit erreichten beispielsweise an der Station LWD im Monatsmittel in den Jahren 2014 bis 2018 Messwerte zwischen 1,6 und 3,9 m/s mit böigen Spitzengeschwindigkeiten bis über 40 m/s. Das Mittel der böigen Winde betrug im Monatsmittel in demselben Zeitraum zwischen 2,8 und 9,3 m/s. Die mittleren Windgeschwindigkeiten waren in den Wintermonaten zudem tendenziell höher als in den Sommermonaten. Demnach wurde für das Korrekturverfahren mit einem hohen b-Parameter gerechnet. Zusätzlich wurde der in Kap. 4.1 erwähnten Problematik der Schneeeinweihungen in die wägenden Niederschlagsmessgeräte mittels einer Plausibilitätskontrolle und Anpassung an Schneehöhen- und Schneewaagendaten Rechnung getragen.

Tab. 11 fasst die aufsummierten Messungen der Niederschläge, der korrigierten Niederschläge und der Abflüsse für die Jahre mit verfügbaren Messdaten zusammen. Eine Vergleichsberechnung für die hydrologischen Jahre vom 1. November bis 31. Oktober im Messzeitraum lieferte ähnliche Ergebnisse. Die im Winter fallenden Niederschläge verbleiben als Schneedecke im Gebiet und sind dann zunächst in den Wintermonaten nicht mehr abflusswirksam. Dies beeinflusst das Abflussgeschehen der Partnach und verursacht aus hydrologischer Sicht sozusagen eine Trockenperiode im Winter. Die Wasseräquivalente werden erst im Zuge stark steigender Temperaturen und dem Beginn der Schmelzperiode abgebaut. Der winterliche Niederschlag des Vorjahres gelangt zeitverzögert in der Schmelzsaison des Folgejahres zum Abfluss. Dies ist bei der Wasserhaushaltsbilanzierung von kürzeren Zeiträumen zu beachten. Die Berechnung der Verdunstung anhand der Wasserbilanz ist aufgrund der hohen Messunsicherheiten in den Schneeniederschlägen nicht explizit aufgeführt. So liegen die Niederschläge im Jahr 2016 trotz durchgeföhrtem Korrekturverfahren systematischer Messfehler leicht unter den Abflusswerten. Ein Abgleich der Abfluss- und Niederschlagswerte lässt dennoch einen geringen Verdunstungsanteil auf dem alpinen Zugspitzplatt in der Jahresbilanz abschätzen. Eine Betrachtung auf Monatsebene in den schneefreien Monaten verspricht dagegen verlässlichere Bilanzierungsergebnisse.

**Tab. 11: Die Wasserbilanz am Zugspitzplatt für die hydrologischen Jahre 2015 bis 2018.** Die Werten sind in mm/Jahr angegeben. Niederschläge mit Sternchen (\*) sind aufgrund ungenauer Korrektur der massiven Schneeeinwehungen als Schätzung zu verstehen.

Jahr	2015	2016	2017	2018
<b>Abfluss [mm]</b>	2.421	2.964	2.925	2.514
<b>Niederschlag [mm] LWD</b>	1.638	1.637	2050*	1600*
<b>Niederschlag [mm] Ost</b>		1.709	2200*	1750*
<b>Niederschlag korrigiert [mm] LWD</b>	2.750	2.831	3.100*	2.750*
<b>Niederschlag korrigiert [mm] Ost</b>		2.875	3.150*	2.900*

Quelle: Eigene Berechnung und Darstellung.

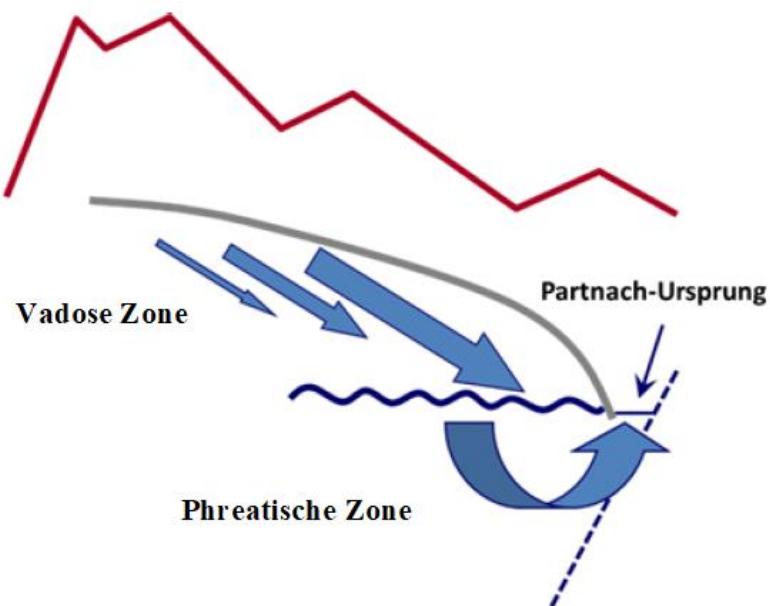
Die Wasserbilanz weist bei Betrachtung auf einer Jahresskala ähnlich hohe Niederschlags- und Abflusssummen auf. Dies deutet auf einen geringen Verdunstungsanteil in der jährlichen Wasserbilanz hin. Die Niederschlags- und Abflussmengen können allerdings bei einem zeitlich kürzeren Betrachtungszeitraum voneinander stark abweichen. Da der Niederschlag im Winter in den alpinen Hochlagen in Form einer Schneedecke zwischengespeichert wird, führt dies bei einer monatlichen Betrachtung zu einer negativen Wasserbilanz in den Wintermonaten. In diesen Monaten wird auf dem Zugspitzplatt zwar weiterhin Niederschlag registriert, während zugleich die Abflüsse ausbleiben. Die Schmelze der Schneedecke im Frühsommer sorgt dagegen für eine positive Wasserbilanz, die sich durch hohe Abflüsse im Verhältnis zur gefallenen Niederschlagsmenge auszeichnet. Im Spätsommer wird zudem der Abfluss zu einem geringen Teil von den schmelzenden Gletschern, dem Nördlichen und Südlichen Schneeferner, ergänzt.

In Kap. 4 wurden die Wasserhaushaltskomponenten im Einzugsgebiet der Partnach beschrieben. Hierbei wurde deutlich, dass der Abfluss die zuverlässigste Messgröße des Wasserhaushalts darstellt. Die Stationsmessungen der Niederschläge verdeutlichen die generelle Fehleranfälligkeit von Niederschlagsmessungen. Insbesondere bei der Interpretation der Schneeniederschlagsmessdaten ist besondere Vorsicht geboten und mit großen Messunsicherheiten zu rechnen.

Die Niederschläge, insbesondere die Schneeniederschläge werden durch die Messsysteme auf dem Zugspitzplatt deutlich unterschätzt. Auch Niederschlagseintrag durch Reifbildung bzw. Resublimationsprozesse sowie Kondensation an der Oberfläche wird messtechnisch unzureichend erfasst. Auch dieser Inputparameter wird oftmals bei der Bewertung der Niederschlagsmenge nicht berücksichtigt. Andererseits kann vereinzelt durch Schneeeinwehungen auch eine enorme Überschätzung der tatsächlich gefallenen Schneemengen auftreten. Dies war beispielsweise im Dezember 2017 und im Januar 2018 zu beobachten. Die Wasserbilanz der Messjahre 2015 und 2016, Jahre in denen keine nennenswerten Schneeeinwehungen stattgefunden haben, verdeutlichen, dass die Niederschlagshöhe und die Abflusshöhe nach Anwendung des Korrekturverfahrens nach Richter (1995) zur Bereinigung des systematischen Niederschlagsmessfehlers nahezu ähnlich ausfallen. Dementsprechend ist übereinstimmend mit Hüttl (1999) und dem LfU (2018) aus der Wasserbilanzabschätzung ein geringer Verdunstungsanteil für das Zugspitzplatt abzuleiten.

## 5 Untersuchung der geohydrologischen Gebietseigenschaften

Aus den bisherigen geohydrologischen Untersuchungen (vgl. Kap. 2.6) geht hervor, dass das Niederschlagswasser auf dem Zugspitzplatt aufgrund des durchlässigen Karsts zügig in den Untergrund infiltriert. Infolge des hydrostatischen Drucks, hervorgerufen durch das Grundwassergefälle, erfolgt der Grundwasseraustritt nach kurzem Fließweg an der Partnachquelle, wo das Wasser aufgrund einer Störungslinie zum Aufstieg gezwungen wird (vgl. Kap. 2.2; Abb. 58). Die Skizze in Abb. 58 soll außerdem die vielfältigen Abflusswege durch die vadose Zone und die Durchquerung der phreatischen Zone verbildlichen und stellt den bisherigen Kenntnisstand der Funktionsweise des Abflusses im Einzugsgebiet dar.



**Abb. 58: Schematische Darstellung des Karstsystems im Einzugsgebiet des Partnach- Ursprungs.**

Quelle: Verändert nach Weishaupt und Wetzel (2019).

Um die Abflussprozesse und die Trennung von altem Vorereigniswasser und neuem Ereigniswasser besser zu interpretieren, bedarf es einer Untersuchung des Einflusses von zwischengelagertem Wasser in der vadose Zone. Durch die Analyse von Trockenwetterabflüssen und des Auslaufverhaltens aus der vadose Zone soll anhand der Quantifizierung der Auslaufmenge ein Rückschluss auf das Volumen des Karstspeichers getroffen werden. Dieser Ansatz soll zum besseren Verständnis der Ergebnisse aus den Separationsberechnungen in Kap. 6 beitragen und die Interpretation der Resultate vereinfachen. Allerdings lässt die Analyse des Auslaufverhaltens während der Trockenwetterphasen keine Aussagen über die Dauer der Wasserspeicherung in der phreatischen Zone zu. Das Zugspitzplatt und seine Gebirgsumrahmung stellen die

einige Wasserressource für die Karstquelle am Partnach-Ursprung dar (vgl. Kap. 2.6). Im Folgenden sollen Einflüsse auf das Speicherverhalten angesprochen und eine Abschätzung über die Wassermenge in der vadosen Zone gegeben werden.

## 5.1 Trockenwetterabfluss und Speicherverhalten

Das Niederschlagswasser gelangt über die dünnen Bodenauflagen, den Gesteinsschutt oder direkt über Schlucklöcher in das unterliegende Gestein. Der Karstgrundwasserleiter in der phreatischen Zone wird dann gefüllt, sobald Infiltrationswasser aus Regenniederschlag oder der Schneeschmelze durch die vadose Zone perkoliert (Andreou et al. 2015, S. 103). Die Infiltration kann sowohl in konzentrierter als auch in diffuser Form stattfinden. Durch die vielzähligen Schlucklöcher und Dolinen wird Oberflächenwasser schnell drainiert und gelangt zügig über die ungesättigte zu der gesättigten Grundwasserzone. Zudem leiten die Klüfte und Risse im Wettersteinkalk Infiltrationswasser in diffuser Form zum Grundwasserhorizont, was abhängig von der Dicke und hydraulischen Leitfähigkeit des Gesteins ist (Fiorillo, Doglioni 2010). Korrosion erweitert diese Klüfte stetig, wodurch die Durchlässigkeit des Kalkgesteins mit der Zeit zunimmt (Bögli 1978, S. 10).

Das Karstgebiet auf dem Zugspitzplatt wird durch abflusslose Dolinen und Mulden charakterisiert und nur an einzelnen Stellen entstehen während der Hauptschmelzzeiträume saisonale Wasseransammlungen. Karstgrundwasserleiter sind ständigen Veränderungen im Laufe der Zeit unterlegen, da CO<sub>2</sub>-haltiges Wasser im Untergrund das Kalkgestein ständig löst, sodass initiale Risse sich zu Kanälen und Höhlen vergrößern (Goldscheider, Drew 2007, S. 2). Bestehende Kanäle können jedoch auch zusammenbrechen oder mit Sedimenten verfüllt werden. Zudem ist es möglich, dass sich wassergesättigte Kanäle der phreatischen Zone zu wasserungesättigten Kanälen der vadosen Zone umwandeln oder umgekehrt.

Der Trockenwetterabfluss stammt aus der vadosen aktiven Zone, welche unter der vadosen inaktiven Zone liegt (Bögli 1978; Ford, Williams 2007; Glawion et al. 2019, S. 187 f.). Diese leert sich im Laufe des Herbstes bis zum Niveau der permanenten Karstwasserfläche, welche die Oberfläche der phreatischen Zone bildet. Beobachtungen des Abflussprozesses belegen, dass der Karsttyp am Zugspitzplatt einem tiefen Karst entspricht (vgl. Kap. 6.1.1). Dahingegen wäre im seichten Karst die phreatische Zone nicht vorhanden. Nach dem Auslaufen des Karstspeichers im vadosen Bereich werden die Hohlräume mit Luft gefüllt. Dagegen gelten bei Wasserfüllung vorwiegend im

Sommer während der Schneeschmelze in der vadosen aktiven Zone phreatische Bedingungen.

Im Herbst nimmt die Schüttungsrate der Partnachquelle ab, da der Niederschlag zunehmend in fester Form fällt und auf dem Zugspitzplatt in Schneedecken abgelagert wird. Der klüftige Karst führt aufgrund des geringen Retentionsvermögens dementsprechend zu einem schnellen Leerlaufen der Karstklüfte (Hölting, Coldewey 2013, S. 63), was sich in der stark abnehmenden Schüttungsrate der Quelle widerspiegelt. Der Vergleich der niedrigsten ( $V_N$ ) und höchsten ( $V_H$ ) Schüttungsrate wirkt sich in einem entsprechend niedrigen Schüttungsratenquotienten ( $V_N/V_H$ ) aus, welcher für Karstquellen typisch ist (Hölting, Coldewey 2013, S. 62 f.). Neben dem geringen Rückhaltevermögen des kleinen Einzugsgebiets wird das Schüttungsverhalten zudem durch das starke Gefälle im Einzugsgebiet beeinflusst.

Für den rückläufigen Abfluss in Trockenzeiten lassen sich Trockenwetterfalllinien für den Partnach-Ursprung aufstellen, die Hinweise auf die hydrogeologischen Verhältnisse im Einzugsgebiet liefern (Hölting, Coldewey 2013, S. 63). Hierfür wurden aus der Abflussganglinie Zeiträume im Herbst ohne vorangehende oder folgende Niederschläge extrahiert und diese isolierten Ganglinienabschnitte zu einer pseudokontinuierlichen Zeitreihe zusammengefasst. Die herbstlichen Trockenwetterabflüsse bieten sich für die Extraktion besonders an, da in diesem Zeitraum kein Wasser aus abschmelzendem Schnee oder Eis dem Grundwasser zugeführt wird. In der erstellten Zeitreihe stammt der Abfluss demnach aus dem Reservoir der vadosen aktiven Zone. Wird zwischen dem eingelagerten Wasservolumen und dem Abfluss aus diesem Reservoir eine lineare Beziehung angenommen, so lässt sich nach Maillet (1905, zit. in: Gardner et al. 2010; Hall 1968; Hölting, Coldewey 2013; Horton 1936) der Abfluss  $Q$  aus dem Reservoir als Funktion der Zeit durch folgende Beziehung, der sog. Trockenwetterfalllinie, darstellen:

#### **Gl. 14: Auslauffunktion**

$$Q(t) = Q(t_0) * e^{(-\alpha * t)}$$

mit

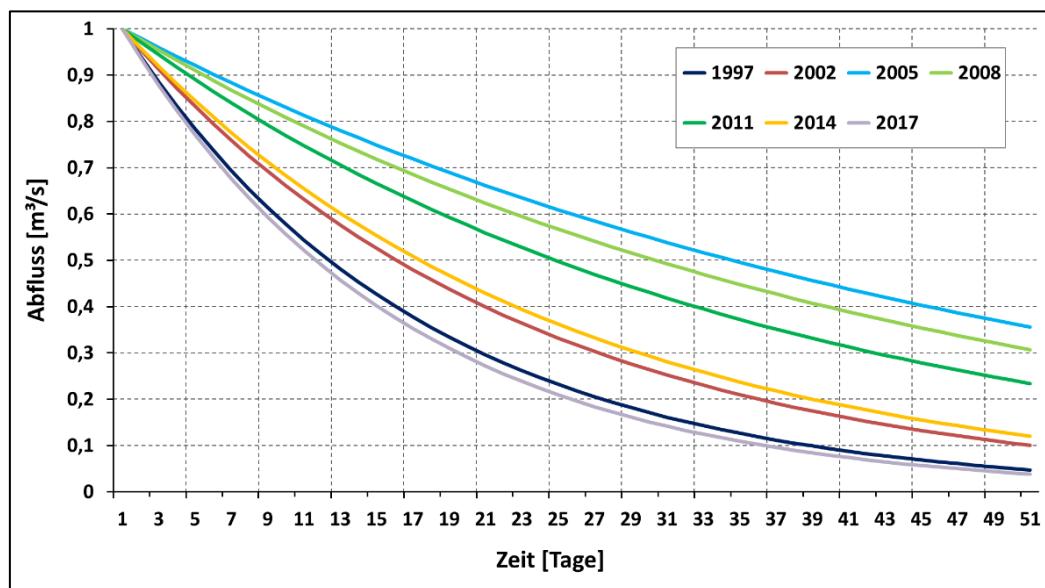
#### **Gl. 15: Rezessionskonstante**

$$\alpha = \frac{\log(Q_0) - \log(Q_t)}{0,4343 * t}$$

In dieser Gleichung wird der Abfluss aus dem Reservoir durch zwei Parameter charakterisiert, nämlich durch  $Q_0$  als der beginnende Abfluss und dem quellspezifischen Koeffizienten  $\alpha$ , auch Auslaufkoeffizient, Speicherkoeffizient oder Rezessionskonstante genannt. Die Trockenwetterfalllinien folgen dabei einem

exponentiellen Verlauf (Maillet 1905, zit. in: Hölting, Coldewey 2013, S. 63). Der Auslaufkoeffizient  $\alpha$  lässt sich aus den konstruierten Falllinien nach dem Verfahren von Richter und Lillich (1975, zit. in: Hölting, Coldewey 2013; Mattheß, Ubell 2003) ermitteln, indem auf der Ordinate mit logarithmischer Einteilung die Schüttungsrate in  $\text{m}^3/\text{s}$  und auf der Abszisse mit linearer Einteilung die zugehörigen Zeiten in Tagen aufgetragen werden. Zu einer beliebigen Zeit  $t$  kann so die zugehörige Schüttung  $Q_t$  entnommen werden.

Zur Ermittlung des Auslaufverhaltens während Trockenwetterbedingungen wurden die mit Abflussdaten aller verfügbaren Jahre am Partnach-Ursprung einer Rezessionsanalyse unterzogen, indem das Auslaufverhalten ab einer Schüttungsrate von  $1 \text{ m}^3/\text{s}$  simuliert wurde. Dabei wurden synthetische Auslaufkurven auf Basis von Trockenwetterfalllinien und dem daraus ermittelten Rezessionskoeffizienten konstruiert. Dabei stellte sich heraus, dass die Rezessionskonstante variiert und sich das Auslaufverhalten über die Jahre ändert. Abb. 59 zeigt den modellierten Speicherauslauf ausgehend von einem Abfluss von  $1 \text{ m}^3/\text{s}$  für ausgewählte Jahre.

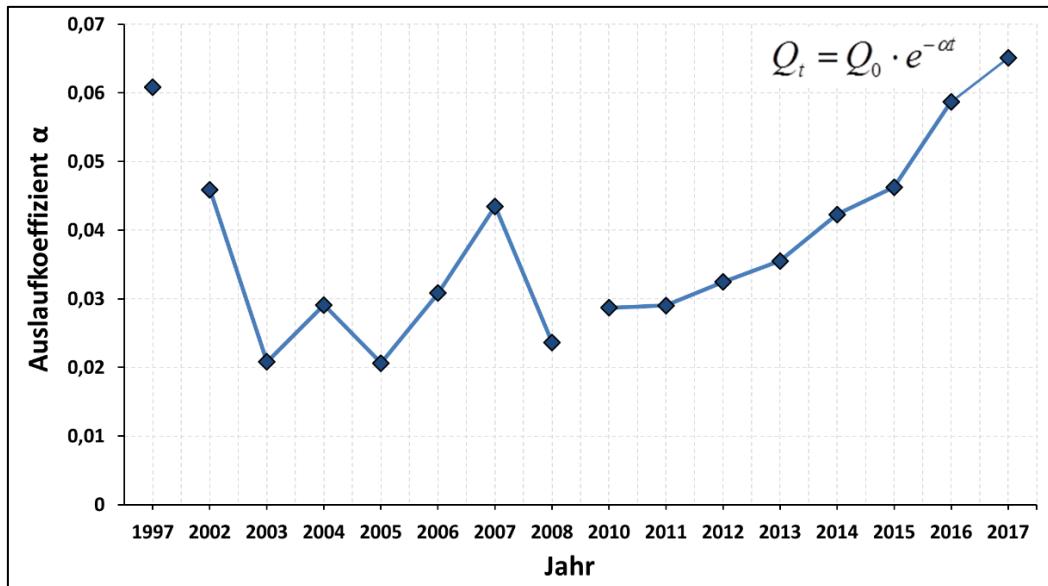


**Abb. 59: Modellierter Speicherauslauf auf Basis der ermittelten unterschiedlichen Rezessionskoeffizienten für ausgewählte Jahre im Zeitraum 1997 bis 2017.**

Quelle: Eigene Berechnung und Darstellung verändert nach Weishaupt und Wetzel (2017).

Der Schwankungsbereich des Auslaufverhaltens über die Jahre wird durch den Auslaufkoeffizienten, welcher sich über die Jahre ändert, bestimmt. In Abb. 60 sind für alle Jahre mit Abflussdaten die berechneten Rezessions- bzw. Auslaufkoeffizienten dargestellt. Hierbei wird die Änderung des Speicherauslaufs aus der vadosen Zone des Karsts über die Zeit deutlich. Dabei ist zu beachten, dass für die Jahre 1998 bis 2001 und 2009, grafisch durch die Unterbrechung der Linie abgebildet, keine Messdaten des

Abflusses zur Verfügung stehen. Ein steilerer Verlauf der Trockenwetterfalllinie und ein dementsprechend hohes „ $\alpha$ “ bedeutet eine schnellere Entleerung des Grundwasserleiters, was für den klüftigen Karst mit geringen Rückhalte- oder Retentionsvermögen zu erwarten ist (Hölting, Coldewey 2013, S. 63). Ein flacherer Verlauf der Trockenwetterfalllinie lässt auf ein höheres Retentionsvermögen bzw. einer größeren Speicherung des Wassers schließen.



**Abb. 60: Auslaufkoeffizient der verfügbaren Abflussjahre im Zeitraum 1997 bis 2017.**

Quelle: Eigene Berechnung und Darstellung.

Die starke Variabilität des Rezessionsverhaltens, ist ungewöhnlich, denn in der Literatur wird die Rezessionskonstante  $\alpha$  als „eine gebietsspezifische Eigenschaft“ beschrieben (Mattheß, Ubell 2003). Im Einzugsbereich des Partnach-Ursprungs stören offenbar geomorphologische Prozesse dieses Rezessionsverhalten. Auf dem Zugspitzplatt entstanden des Öfteren neue trichterförmige Dolinen, die durch den Einsturz von verdeckten Hohlräumen hervorgerufen wurden (Weishaupt, Wetzel 2017, S. 56). Ortskundige Personen bekräftigen diese eigene Beobachtung. Außerdem lassen sich auch Verlagerungsprozesse von Moränensedimenten bei Starkregen auf dem Zugspitzplatt beobachten. Zudem fördert die Partnachquelle nach eigenen Beobachtungen in unregelmäßigen Abständen insbesondere bei hohen Abflüssen infolge von starken Niederschlagsereignissen sandiges bis kiesiges Substrat mit dem Wasser zutage, welches möglicherweise zuvor in das Karstsystem gelangt ist. Der Einsturz von Höhlen und großen Klüften oder das Einschwemmen von Moränensedimenten von der Oberfläche sind ein möglicher Erklärungsansatz für das variable Speicher- und Auslaufverhalten an der Partnachquelle, welches sich in den sich ändernden Rezessionskoeffizienten ausdrückt. Aufgrund der in den letzten Jahren zu

beobachtenden steigenden Rezessionskoeffizienten liegt die Vermutung nahe, dass in das Karstsystem gelangte Sedimente über die Zeit sukzessive ausgespült und die Klüfte wieder schneller für das Karstwasser passierbar wurden.

## 5.2 Quantifizierung des Karstspeichers

Für die Abschätzung des Volumens des Karstspeichers stehen unterschiedliche Herangehensweisen wie die Auswertung des Trockenwetterabflusses sowie die Verwendung natürlicher Tracer zur Verfügung. Der Karstspeicher ist in die vadose und phreatische Zone zu unterteilen. Durch die Trockenwetterabflussbeobachtung lässt sich lediglich das Volumen des vadosen Bereichs eingrenzen.

Die konstruierten Trockenwetterabflüsse helfen dabei, das Karstvolumen mit einem einfachen Verfahren abzuschätzen. Während der Trockenperioden geht der zunächst kurvenförmige Verlauf des Trockenwetterabflusses bei halblogarithmischer Darstellung ab einer Quellschüttung der Partnach von ca.  $1 \text{ m}^3/\text{s}$  in einen linear abnehmenden Abfluss über. Durch die modellierten Auslaufkurven im Herbst lassen sich Rückschlüsse auf das Speichervolumen der vadosen Zone ziehen. Ab einem Abfluss von  $1 \text{ m}^3/\text{s}$  liegt das Speichervolumen der vadosen Zone je nach Rezessionskonstante zwischen  $1,4 \cdot 10^6 \text{ m}^3$  bis  $4,0 \cdot 10^6 \text{ m}^3$  (Weishaupt, Wetzel 2019, S. 44). Vermutungen über die ungewöhnliche Variabilität der Größe der vadosen Zone liegen in den zuvor erklärten Ein- und Ausspülungsprozessen von Sedimenten über die Jahre begründet.

Für die Abschätzung des Volumens der phreatischen Zone, welche unterhalb der Quelle liegt und daher permanent mit Wasser gefüllt ist, und für die Annahme, dass sich überhaupt ein phreatischer Bereich im Einzugsgebiet der Quelle befindet, sind Tracermethoden geeignet. Die elektrische Leitfähigkeit, welche vom Mineralgehalt des Wassers abhängt, und die Messung der stabilen Wasserisotope wurden hierbei als Tracer verwendet. Vertiefte Untersuchungen des Abflussprozesses und die Abschätzung des Speichervolumens im phreatischen Bereich werden im folgenden Kapitel behandelt.

## 6 Analyse der Abflussprozesse

Für die meisten Abflussvorhersagen wird nach Maniak (2010, S. 461 f.) der aktuelle potentielle Wasservorrat der Schneedecke abgeschätzt, indem der Schmelzwasseranteil für einen Punkt im Einzugsgebiet ermittelt und auf das Gebiet übertragen wird. Schneedeckenabflüsse können für abgegrenzte kleinere Einzugsgebiete mit einfachen Modellen durch die Verwendung von gemittelten meteorologischen und gebietsspezifischen Parametern berechnet werden. Da oftmals nur wenige Schneedeckenbeobachtungen und Messgrößen als Messwerte vorliegen, müssen die wichtigsten physikalischen Vorgänge und Einflussgrößen mit vereinfachten Modellkonzepten erfasst werden (Maniak 2010, S. 462). Die Modelle zur Vorhersage der Schneeschmelzraten stützen sich häufig auf das Temperatur-Index-Verfahren oder Energiebilanzansätze. In dieser Arbeit wird der Schneeschmelzwasseranteil durch die Verwendung von erhobenen Messwerten im Gebiet und durch Mischungsrechnung durch die Verwendung von Tracern aus dem Gesamtabfluss mengenmäßig berechnet.

Um Ganglinienseparationsverfahren für die möglichst genaue quantitative Bestimmung der Abflusskomponenten anzuwenden, sind Kenntnisse über die Abflusswege unabdingbar. Ober- und unterirdische Einzugsgebiete müssen möglichst exakt bestimmt werden bzw. übereinstimmen, Zu- und Abflüsse bekannt sein oder ausgeschlossen werden können. Die Fließwege und Einzugsgebietsgröße wurden über mehrere Jahre durch Tracerversuche untersucht und bestimmt (vgl. Kap. 2.6). Dazu darf keine nennenswerte Unterströmung des Pegels durch Grundwasser stattfinden, da dieser Abflussanteil ansonsten messtechnisch nicht erfasst würde. Durch die Störungslinie und die geologischen Gegebenheiten (vgl. Kap. 2.2) kann von einer vollständigen Erfassung des Abflusses vom Zugspitzplatt am Partnachpegel ausgegangen werden (Rappl et al. 2010). Dafür sprechen auch die Wasserbilanzen (vgl. Kap. 4).

Die Einzugsgebietsfläche sollte ausreichend groß sein, jedoch nicht zu groß sein, um von einem gleichmäßigen Gebietsniederschlag ausgehen zu können. Die in der Literatur angegeben Gebietsgrößen sind dabei nicht deterministisch festgelegt und variieren zwischen einer Mindestgröße von 1 bis 10 km<sup>2</sup> und einer maximalen Gebietsgröße von 500 bis 1300 km<sup>2</sup> (Hennig, Schwarze 2001; König et al. 1994; Rutledge 1998, zit. in: Rojanschi 2006, S. 41). Zwar variiert der Niederschlag auf dem kleinen Zugspitzplattbereich durch orografische Effekte und Stauprozesse; trotzdem ist aufgrund des dichten Messnetzwerks eine genaue Ermittlung des Gebietsniederschlags, soweit dies die messtechnische Erfassung zulässt, möglich.

Zwar sind keine anthropogenen Eingriffe in das System wie Speicherseen vorhanden, welche den zeitlichen Ablauf der Abflusskurve verändern, jedoch wurden in den letzten

Jahren für den alpinen Skitourismus entlang der Pisten große Schneedepots für die nächste Wintersaison zusammengeschoben. Hinzukommend führt ein unterirdischer Karstspeicher mit variablen Füllungsständen möglicherweise zu Mischungsprozessen von neuen Ereigniswässern, welche die genaue Interpretation der Separationsergebnisse erschweren. Die Verfahren der Ganglinienseparation und die verwendeten Markierungsstoffe werden in den folgenden Unterkapiteln näher erläutert.

## 6.1 Untersuchung der Wasserisotope und der elektrischen Leitfähigkeit als Tracer

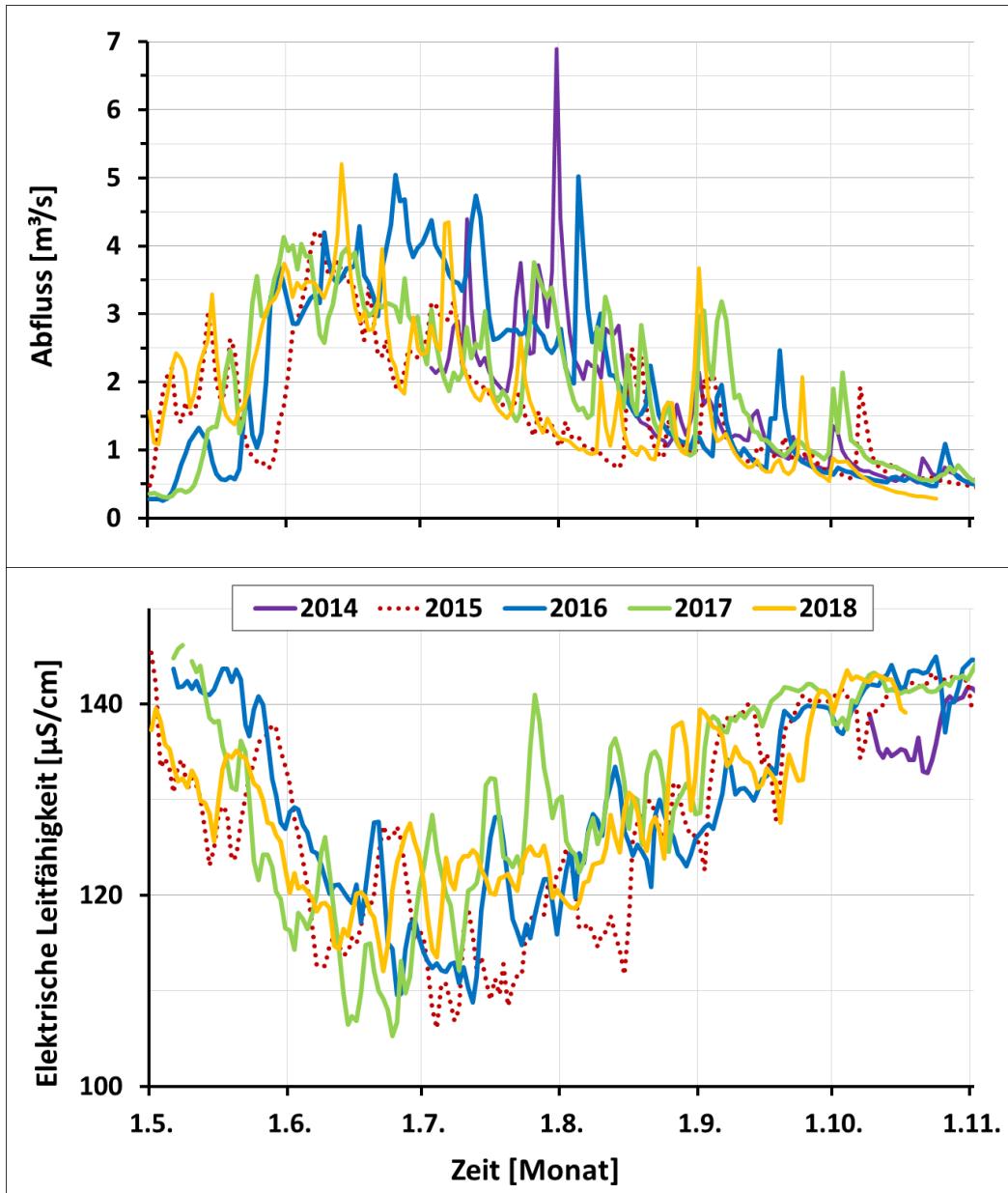
Für die Trennung der Abflusskomponenten wurde die elektrische Leitfähigkeit als Tracer herangezogen, da diese mit geringem technischen, finanziellen sowie infrastrukturellen Aufwand in einer hohen zeitlichen Auflösung erfasst werden kann. Als konservativer Tracer wurden die stabilen schweren Wasserisotope  $^2\text{H}$  und  $^{18}\text{O}$  herangezogen. Die Erfassung und Bestimmung der Isotopengehalte erforderten allerdings einen hohen personellen und infrastrukturellen Einsatz, da die Proben der einzelnen Wasserkomponenten zum Teil händisch genommen werden mussten und jede einzelne Probe einer massenspektrometrischen Analyse im Labor unterzogen wurde. Die Auswertungen der Messungen der beiden Tracer sind in den folgenden Unterpunkten dargestellt und wurden für die Komponentenseparation des Abflusses in Kap. 6.2 verwendet.

### 6.1.1 Elektrische Leitfähigkeit des Partnachwassers

Der Mineralgehalt des Partnachwassers spiegelt sich in den Messungen der elektrischen Leitfähigkeit wider, welche durch die Konzentrationen an Ionen im Wasser bestimmt wird. Tendenziell nimmt die elektrische Leitfähigkeit mit der Kontaktzeit von Wasser zu verwitternden Gesteinsmaterialien zu. Die Höhe der elektrischen Leitfähigkeit hängt von unterschiedlichen Faktoren, wie z. B. von den Durchflussmengen, der Lösungsaggressivität des Wassers sowie der Verwitterungsbeständigkeit der Gesteine ab (Hüttl 1999). Ausführlich wurde auf die Randbedingungen der Verwitterungsprozesse und deren Auswirkung auf die elektrische Leitfähigkeit im Wasser in Kap. 2.5 eingegangen. Zudem ist in Hochlagen über 2.000 m wegen des niedrigen  $\text{CO}_2$ -Partialdrucks sowie der limitierten  $\text{CO}_2$ -Produktion im Boden die gesamte Mineralisierungsrate geringer. Die Aktivität von Bodenorganismen und Pflanzenwurzeln ist durch die kurze Vegetationsperiode eingeschränkt und die vorhandenen Böden haben zumeist eine geringe Mächtigkeit. Die Leitfähigkeit des

Partnachwassers weist daher insgesamt niedrige tägliche Messwerte auf. Diese variieren jedoch im Jahresverlauf zwischen 110 und 155  $\mu\text{S}/\text{cm}$  bedingt durch die hydrologischen Verhältnisse der Partnach, die durch ein nivales alpines Abflussregime geprägt ist (vgl. Abb. 61). Charakterisierend sind hohe schmelzwasserbedingte sommerliche Abflüsse und niedrige Abflüsse im Herbst und im Frühling.

Werden die in Abb. 61 dargestellten Leitfähigkeits- und Abflussganglinien aus mittleren täglichen Abflüssen und Leitfähigkeiten betrachtet, so ist festzustellen, dass niedrige Leitfähigkeitswerte vorwiegend im Sommer auftreten, wenn die Partnachquelle hohe Schüttungsraten hervorbringt. Bei steigenden Durchflussraten im Frühling sinkt die Konzentration an  $\text{Ca}^{2+}$  und  $\text{Mg}^{2+}$  im Partnachwasser und folglich zeigen die Leitfähigkeitsmesswerte einen Rückgang mit den niedrigsten Werten im Sommer, wo die höchsten Abflüsse stattfinden. Umgekehrt steigt der durchschnittliche Mineralgehalt pro Liter Wasser mit abnehmenden Abflüssen beispielsweise im Herbst an. Die Abflussmengen und die elektrische Leitfähigkeit sind negativ korreliert. So können durch große Niederschlagsereignisse starke Schwankungen der elektrischen Leitfähigkeit und des Abflusses auch innerhalb weniger Tage auftreten.



**Abb. 61:** Verlauf der mittleren täglichen elektrischen Leitfähigkeiten und der mittleren täglichen Abflüsse am Partnachpegel in den hydrologischen Sommerhalbjahren 2014 bis 2018. Die Erfassung der EL erfolgte 2014 am Jahresende, die Erfassung der Abflüsse ab dem 3. Juli 2014. Der Monat Oktober im Jahr 2018 konnte aufgrund eines Messdatenausfalls nicht vollständig aufgezeichnet werden.

Quelle: Eigene Erstellung und Erarbeitung.

Während in der kalten Jahreszeit flüssige Niederschläge nahezu ausbleiben, wird die sommerliche Quellschüttung aus der Schneeschmelze und im Spätsommer vor allem aus andauernden zum Teil heftigen konvektiven Niederschlägen gespeist. Im Frühjahr mit Beginn der Schneeschmelze auf dem Zugspitzplatt beginnt die zeitweise im Winter trockenfallende Quelle erneut Wasser zu schütten. Das Quellwasser stammt allerdings zu Beginn der Schmelze nicht direkt aus der Schneedecke, sondern hauptsächlich aus dem tiefen Karstspeicher in der phreatischen Zone. Dieses Wasser ist aufgrund der

längerer Verweilzeit im Karstkörper während des Winters höher mineralisiert. Das Wasser im phreatischen Bereich wird im Laufe der Schneeschmelze durch das weniger mineralisierte Schmelzwasser nach dem Piston-Flow-Modell sukzessive verdrängt und ausgetauscht, was durch den Verlauf der elektrischen Leitfähigkeit des Partnachwassers nachzuweisen ist. Höher mineralisiertes Wasser tritt an der Quelle solange hervor, bis das eigentliche Schneeschmelzwasser nachrückt und die elektrische Leitfähigkeit aufgrund des geringeren Mineralisierungsgehalts sinkt. Die elektrische Leitfähigkeit nimmt während der Schneeschmelze an der Partnach so lange ab, wie durch die Schneeschmelze schwach mineralisiertes Wasser zu einer Verdünnung des tiefen Karstwassers führt. Die maximale Verdünnung mit der niedrigsten elektrischen Leitfähigkeit wird meistens in der Zeit zwischen Mitte Juni bis Mitte Juli erreicht.

Während im Jahr 2016 der durchschnittliche Abfluss im Monat Juni mit  $3,6 \text{ m}^3/\text{s}$  und im Monat Juli mit  $3,3 \text{ m}^3/\text{s}$  ähnlich hoch war, lagen die Monatsdurchschnittswerte der elektrischen Leitfähigkeit in denselben Monaten ebenfalls mit  $117 \mu\text{S}/\text{cm}$  bzw.  $120 \mu\text{S}/\text{cm}$  nah beieinander. Diese sind zugleich die niedrigsten monatlichen Leitfähigkeitswerte im Jahresverlauf. Bei starken Niederschlägen kann die Leitfähigkeit auch Werte knapp unter  $100 \mu\text{S}/\text{cm}$  erreichen. Dagegen konzentrierte sich im Jahr 2017 das höchste monatliche Abflussvolumen auf den Juni. Dementsprechend ist der Monatsdurchschnittswert der elektrischen Leitfähigkeit im Monat Juni 2017 mit  $114 \mu\text{S}/\text{cm}$  deutlich niedriger als in den anderen Monaten desselben Jahres. Nach der Hauptschmelzsaison geht der kontinuierliche Zufluss aus der Schmelze zurück und die elektrische Leitfähigkeit im Abfluss steigt bis zum Ende des Jahres wieder an. Jetzt verdünnen Wässer aus Regenfällen, die in das Karstsystem gelangen, das alte Wasser in der phreatischen Zone. Diese Verdünnungseffekte führen zu zeitlich eingeschränkten Einbrüchen der sonst tendenziell steigenden elektrischen Leitfähigkeit des Partnachwassers vom Sommer bis in den Herbst. Die höchsten Leitfähigkeitswerte wurden im Spätherbst beobachtet, wenn das Auslaufen des Grundwasserkörpers sich dem Ende neigt, kein Niederschlags- oder Schmelzwasser in das System gelangt und hochmineralisiertes Wasser aus dem Karstsystem die einzige Abflussquelle ist (Weishaupt, Wetzel 2017, S. 54).

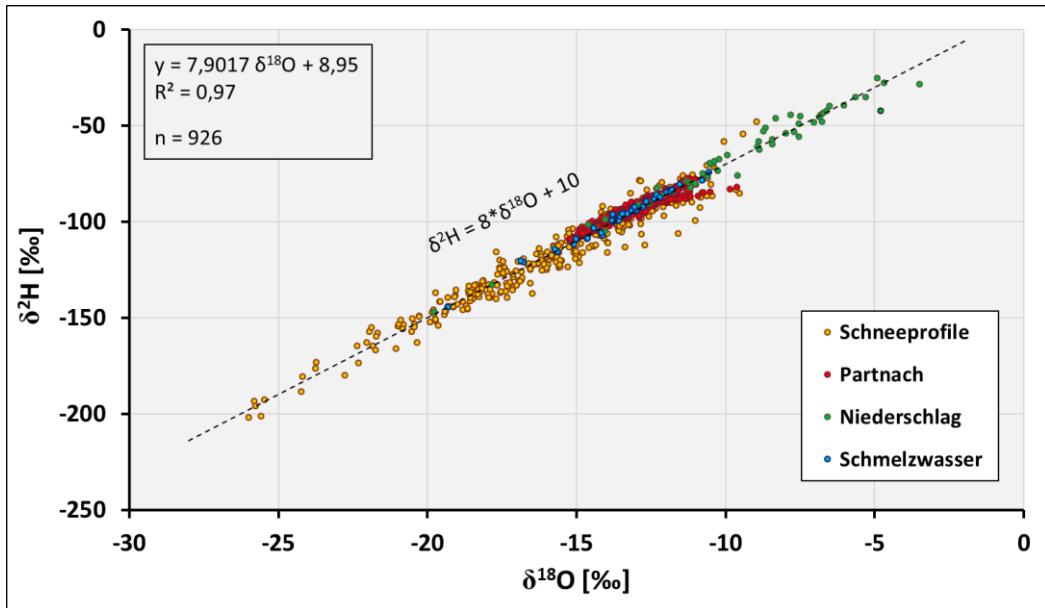
Bei Betrachtung der Abfluss- und Leitfähigkeitsganglinie in einer höheren zeitlichen Auflösung ist zu beachten, dass Oberflächenabfluss des nördlich angrenzenden Kirchturmeinzugsgebiets direkt in den Quelltopf der Partnachquelle fließt. Dieses Seitenkar befindet sich topografisch innerhalb der Gesamteinzugsgebietsgrenze der Partnach (vgl. Kap. 2.6). Aufgrund der geringen Einzugsgebietsgröße von  $0,75 \text{ km}^2$  und einer ähnlichen Höhenlage spielt das Einzugsgebiet des Kirchturms im Gesamteinzugsgebiet der Partnach eine untergeordnete Rolle und wird in die

Berechnungen und Messungen miteinbezogen. Dennoch führt das Oberflächenwasser des südexponierten Kirchturmeinzugsgebiets mit einer kürzeren Fließstrecke zu kurzzeitigen Veränderungen der Ganglinien, die nicht dem Quellwasser aus dem Zugspitzplatt zuzuschreiben sind.

### **6.1.2 Isotopische Zusammensetzung der Partnach und der Abflusskomponenten**

Um eine Übersicht über die isotopische Zusammensetzung der Abflusskomponenten zu erhalten, wurden neben dem Wasser aus dem Partnach-Ursprung auch die zum Abfluss beitragenden Herkunftswässer beprobt. Diese sind neben dem Schmelzwasser aus Schneedecken und Eisflächen die sommerlichen Flüssigniederschläge. In Kap. 3.5 wird die Probenahme sowie die Probenzahl der Abflusskomponenten und des Partnachwassers beschrieben.

Die unterschiedlichen Herkunftswässer im Einzugsgebiet weisen ein breites isotopisches Spektrum von isotopisch leichtem Wasser bis hin zu isotopisch schwerem Wasser auf. Dies verdeutlicht Abb. 62, in der die Wasserkomponenten farblich unterschiedlich dargestellt sind. Jeder Punkt repräsentiert die Messergebnisse einer ausgewerteten Probe und zeigt die Spannbreite an unterschiedlichem Deuteriumanteil und schwerem Sauerstoffanteil der einzelnen Probenahmen. Die gemessenen Proben reihen sich nahe der GMWL und waren somit nur geringen weiteren Fraktionierungsprozessen durch Verdunstung unterlegen (Mook 2001). Insgesamt lassen sich bezogen auf den VSMOW leichte bis sehr starke Abreicherungsprozesse der schweren Isotope feststellen, wobei die Proben mit dem isotopisch leichtesten Wasser besonders bei den Schneeproben nach winterlichen Niederschlägen vorzufinden sind.



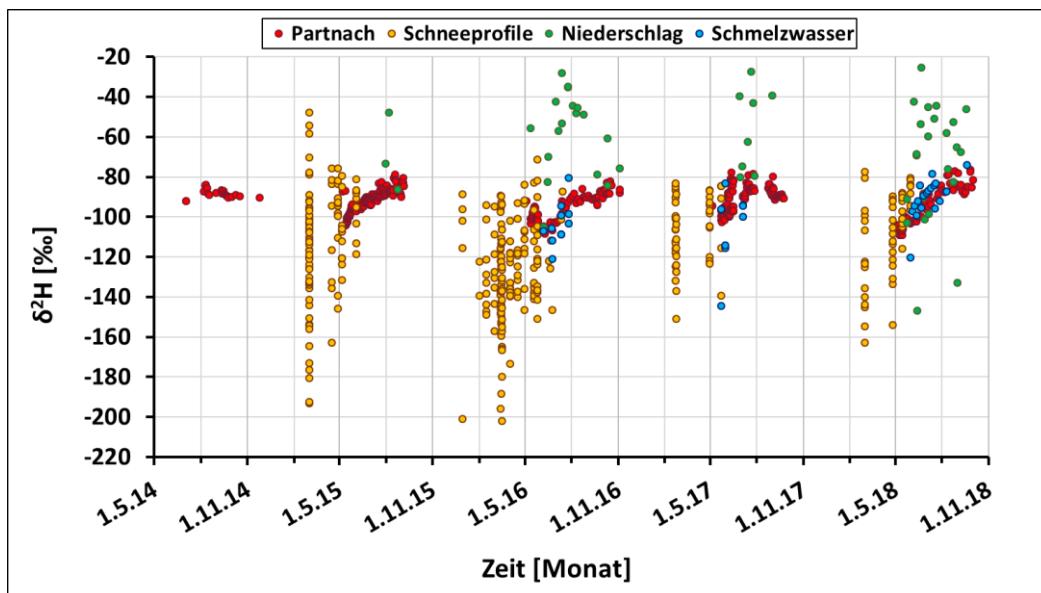
**Abb. 62: Beziehung zwischen  $\delta^2\text{H}$  und  $\delta^{18}\text{O}$  aller Wasserproben.** Die Regressionsgleichung gibt mit dem Bestimmtheitsmaß die Abweichung von der GMWL an, welche mittels der gestrichelten schwarzen Linie mit der dazugehörigen Beziehungsgleichung dargestellt ist. Die verschiedenfarbigen Punkte bezeichnen die nach Herkunft klassifizierten Proben. Einige orangene Punkte der Schneeprofilproben sind den roten Punkten der Partnachproben unterlagert.

Quelle: Eigene Erstellung und Erarbeitung.

Die Schneeproben zeigen die stärksten Abweichungen von der GMWL, was auf Fraktionierungsprozesse in der Schneedecke zurückzuführen ist. Die Ergebnisse der analysierten Proben der stabilen Isotope zeigen gegeneinander aufgetragen einen starken linearen Zusammenhang ( $R^2 = 0,97$ ) und verlaufen annähernd parallel mit leicht abgeschwächter Steigung entlang der globalen meteorischen Wasserlinie (vgl. Abb. 62). Deutlich unterscheidet sich die isotopische Signatur der Niederschläge von der isotopischen Zusammensetzung der Proben aus den Schneeprofilen. Insbesondere die sommerlichen Flüssigniederschläge sind mit einem mittleren Wert von  $-9,5\text{ ‰}$  ( $\delta^{18}\text{O}$ ) und  $-65\text{ ‰}$  ( $\delta^2\text{H}$ ) isotopisch schwer. Dagegen beträgt der mittlere Isotopengehalt der Schneeprofilproben bezogen auf den Referenzwert VSMOW  $-15,8\text{ ‰}$  ( $\delta^{18}\text{O}$ ) und  $-117\text{ ‰}$  ( $\delta^2\text{H}$ ) und ist damit isotopisch deutlich leichter als die Niederschlagsproben. Diese Differenzen ähneln den Analyseergebnissen zahlreicher Studien (u. a. Finger et al. 2013, S. 3271; Markovich et al. 2019, S. 1293; Ohlanders et al. 2013, S. 1042). Die mittlere Isotopenzusammensetzung der Schmelzwasserproben liegt mit  $-13,6\text{ ‰}$  ( $\delta^{18}\text{O}$ ) und  $-98\text{ ‰}$  ( $\delta^2\text{H}$ ) dazwischen. Das Partnachwasser, welches sich im Jahresverlauf aus Schneeschmelzwasser und Regenwasser zusammensetzt, belegt aus der isotopischen Verteilung das Spektrum im mittleren Bereich mit Mittelwerten zwischen  $-13,0\text{ ‰}$  ( $\delta^{18}\text{O}$ ) und  $-93\text{ ‰}$  ( $\delta^2\text{H}$ ). Die Verteilung der isotopischen Zusammensetzung von Schnee, Schmelzwasser und Abfluss ähnelt der isotopischen

Verteilung in anderen alpinen Einzugsgebieten, wie beispielsweise Messungen von Schmieder et al. (2016) belegen.

Die genommenen Niederschlagsproben lassen aufgrund der zeitlich unterschiedlichen Aufnahmepunkte an nur einem Ort keine Aussage über die isotopische Variabilität über die Höhe zu. Fischer et al. (2017) stellen in einer Studie in einem kleinen Einzugsgebiet in der Schweiz fest, dass in 80 % einzelner Regenereignisse die zeitliche Variabilität in der isotopischen Zusammensetzung größer war, als die räumliche Variabilität der Isotopengehalte innerhalb eines Niederschlagsereignisses. Dennoch war die räumliche Variabilität der isotopischen Zusammensetzung auch innerhalb eines kleinen Einzugsgebiets signifikant. Des Weiteren belegen eine Vielzahl an Studien eine starke zeitliche Variabilität der isotopischen Zusammensetzung innerhalb eines Niederschlagsereignisses (z. B. Pionke, DeWalle 1992). Bei Deuterium kann die Änderung nach McDonnell et al. (1990) bis zu 30 % betragen. Abb. 63 zeigt die zeitliche Variabilität des Deuteriumgehalts über die Zeit sowohl für die sommerlichen Regenereignisse, die sich aus Sammel- und Einzelproben zusammensetzen, als auch für die Schneeprofile, Schmelzwässer und das abfließende Partnachwasser an der Pegelstation. Im Jahr 2014 konnten zu Beginn des Untersuchungszeitraums nur Abflussproben gewonnen werden. In den Folgejahren wurde die Beprobung auf Schneeprofile und sukzessive auch auf das Schmelz- und Niederschlagswasser ausgeweitet.



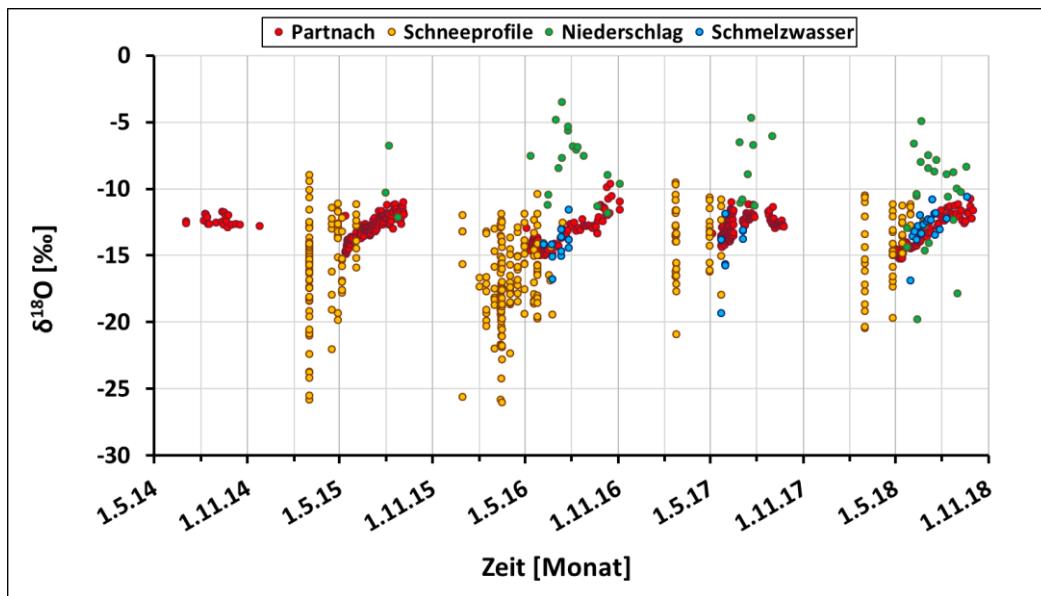
**Abb. 63: Zeitreihen von  $\delta^2\text{H}$ -Werten der Proben von Schneeprofilen, Niederschlag, Schmelzwasser und Abfluss der Partnach.**

Quelle: Eigene Erstellung und Bearbeitung.

Hieraus wird deutlich, dass sich die isotopische Zusammensetzung der Partnach und der einzelnen Abflusskomponenten über die Jahre ähnlich verteilen. Während der Deuteriumgehalt der Niederschlagsproben stark variiert, liegt die Abweichung des Deuteriumgehalts des Partnachwassers vom VSMOW zwischen -110 ( $\delta^2\text{H}$ ) und -75 ( $\delta^2\text{H}$ ) und zeigt eine vergleichsweise geringe Veränderung der isotopischen Zusammensetzung. Dies deutet auf eine starke Vermischung des Wassers über die Zeit im unterirdischen Karstspeicher hin. Zudem wird die Schneedecke vor Beginn der Schneeschmelze im Laufe der Zeit während der ab- und aufbauenden Metamorphose (vgl. Kap. 6.1.3) und dem atmosphärischen Austausch isotopisch schwerer und homogener. Im Zuge der Metamorphosevorgänge finden parallel Fraktionierungsprozesse aufgrund von Sublimation und Resublimation statt.

Die Schneeprofile (vgl. gelbe Punkte in Abb. 63 und Abb. 64) setzen sich aus akkumulierten Schneeschichten vielzähliger Schneeniederschlagsereignisse zusammen. Jeder Schneeniederschlag ist, abhängig von der Herkunft und der Wegstrecke, unterschiedlich in der isotopischen Zusammensetzung. Dementsprechend wird die isotopische Variabilität der einzelnen Ereignisse in der Schneedecke aufgrund der kaum vorhandenen Durchmischung gut konserviert. In der Schneedecke ist eine sehr große Spannweite des Abreicherungsgrads an schweren Isotopen zu messen. Verglichen mit den sommerlichen Niederschlägen im Gebiet charakterisiert die Schneedecke insgesamt eine stärkere Abreicherung an schweren  $^2\text{H}$  und  $^{18}\text{O}$ -Isotope, deren Ursache durch den Saisonalitätseffekt erklärt werden kann (vgl. Kap. 3.6.2). Zudem lässt sich aus Abb. 63 erkennen, dass die Variabilität und Spannweite der isotopischen Komposition zur Schmelzsaison hin durch Isotopenfraktionierungsprozesse sowie Durchmischungsprozesse mit steigendem Feuchtigkeitsgehalt, einsetzenden Wasserbewegungen und Setzungsprozessen in den Schneedecken abnimmt.

Die grün dargestellten Niederschlagsproben (Abb. 63 und Abb. 64), die sich aus Sammel- und Einzelproben von Regenereignissen zusammensetzen, sind diskontinuierliche Messungen unterschiedlicher Ereignisse, die sich signifikant in der isotopischen Zusammensetzung unterscheiden können. Zudem sind Regenereignisse tendenziell isotopisch schwerer als winterliche Niederschläge. Dies ist auf den Saisonalitätseffekt zurückzuführen. Ein ähnliches Bild der isotopischen Verteilung liefert die Auswertung der gemessenen  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte, dargestellt in Abb. 64.



**Abb. 64:** Zeitreihen von  $\delta^{18}\text{O}$ -Werten der Proben von Schneeprofilen, Niederschlag, Schmelzwasser und Abfluss der Partnach.

Quelle: Eigene Erstellung und Bearbeitung.

Die mittlere isotopische Zusammensetzung ist in Tab. 12 nach den verschiedenen aufgeteilten Probentypen entsprechend der beiden vorangehenden Grafiken dargestellt und mit Analyseergebnissen von Gletschereisproben ergänzt.

**Tab. 12: Mittelwerte  $\delta^2\text{H}$  und  $\delta^{18}\text{O}$  aller Probentypen.**

	Nieder-schlag	Schnee-decke	Schmelz-wasser	Gletscher	Partnach
<b>n Proben</b>	52	344	37	4	491
<b>Ø <math>\delta^2\text{H}</math> (‰)</b>	-64,9	-117,1	-97,6	-101,0	-92,8
<b>Ø <math>\delta^{18}\text{O}</math> (‰)</b>	-9,45	-15,75	-13,55	-13,89	-13,00
<b>Excess</b>	10,7	8,9	10,9	10,1	11,2

Quelle: Eigene Erstellung und Bearbeitung.

Die einzelnen Wasserkomponenten, die zum Abfluss der Partnach beitragen, unterscheiden sich in der isotopischen Zusammensetzung meistens signifikant voneinander und erfüllen damit eine wichtige Voraussetzung für die Verwendung der stabilen Isotope als Tracer zur quantitativen Berechnung der Wasserkomponenten, auf die in Kap. 6.2 näher eingegangen wird.

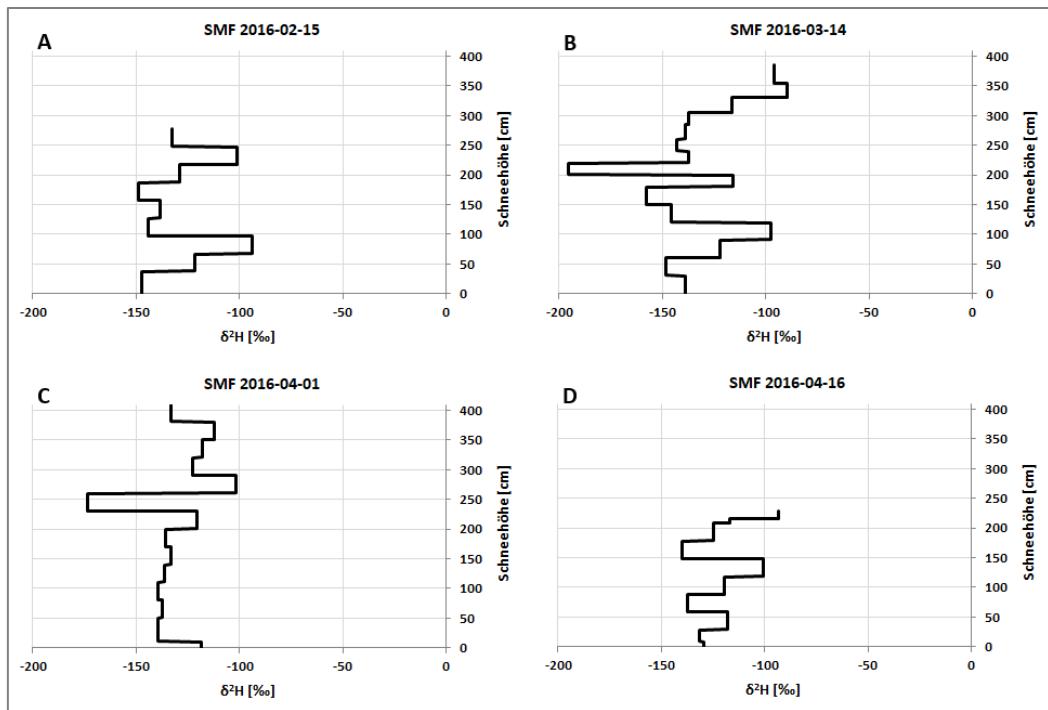
### 6.1.3 Isotopische Zusammensetzung des Schnees am Zugspitzplatt und Prozesse in der Schneedecke

Begleitend zu den kontinuierlich erhobenen hydroklimatologischen Messdaten der Stationen wurde in den Winterhalbjahren 2013 bis 2018 ein Schneedeckenmonitoring zur Erfassung des Schneedeckenaufbaus durchgeführt. Dabei wurden Schneeprofile an verschiedenen Orten und Zeiten auf dem Zugspitzplatt gegraben und eine Bewertung nach der Internationalen Klassifikation nach Fierz et al. (2009) vorgenommen (vgl. Kap. 3.4). Diese Klassifikation baut auf den bestehenden Werken von Colbeck et al. (1990) und Schaefer et al. (1954) auf und ergänzt diese. Zugleich erfolgte in den gegrabenen Schneeprofilen zur Bewertung des Schneedeckenaufbaus die Probenahme in den verschiedenen Schneeschichten sowie die Beprobung von Schmelzwasser aus der Schneedecke zu Beginn der Schneeschmelzphase für die späteren massenspektrometrischen Analysen der isotopischen Zusammensetzung der Schnee- und Wasserproben (vgl. Kap. 3.5).

Die in der Schneedecke gemessenen Abweichungen vom VSMOW entstehen durch Fraktionierungsprozesse des Ozeanwassers auf dem Weg zur Niederschlagsankunft auf der Zugspitze. Durch die Verdunstung von Wasser über Land- und Wasserflächen gelangen leichte Wassermoleküle aufgrund ihrer geringeren Masse im Vergleich zu schweren Wassermolekülen vermehrt in die Atmosphäre. Dies führt zu einer relativen Anreicherung mit leichteren Wassermolekülen in der gasförmigen Phase, wodurch sich in kondensierten Wasserbestandteilen einer Wolke somit tendenziell weniger schwere Isotope als im flüssigen Ozeanwasser befinden. Das isotopisch veränderte Wasser in der Atmosphäre wird über die Windsysteme Richtung Festland und zu den Alpen getragen. Während des Kondensationsprozesses regnen schwere Wassermoleküle bevorzugt ab. Dies führt wiederum zu einer Veränderung der isotopischen Zusammensetzung des verbleibenden Wassers in den Wolken. Somit verändern sich die Isotopenverhältnisse des atmosphärischen Wassers über den Transportweg und über die Zeit (Leibundgut et al. 2009). Daraus resultieren die in Kap. 3.6.2 erläuterten Breiten-, Kontinental-, Saisonalitäts- und Höheneffekte. Der Saisonalitätseffekt über das Jahr lässt sich aus den eigenen Messreihen bestätigen (vgl. Abb. 63 und Abb. 64), denn die Proben der winterlichen Niederschläge sind meist deutlich isotopisch leichter als die beprobten Niederschläge im Sommer. Isotopenfraktionierung ist dementsprechend auch temperaturabhängig. Je nachdem woher die Luftfeuchtigkeit stammt, ist das Wasser mehr oder weniger an schweren Isotopen abgereichert. Dies spiegelt sich in der isotopischen Signatur auf der Zugspitze wider (vgl. Kap. 3.6.2).

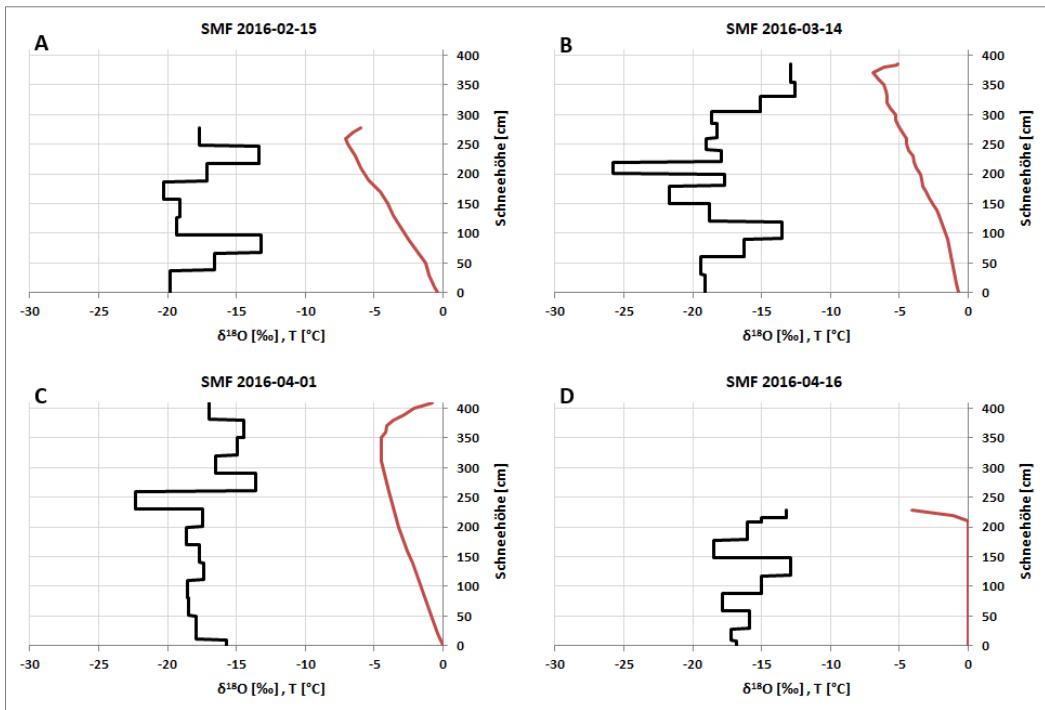
Die folgenden Grafiken mit den Deuteriumwerten (Abb. 65) und Gehalten an schwerem Sauerstoff (Abb. 66) zeigen die isotopische Zusammensetzung von Schneeprofilen zu

verschiedenen Zeitpunkten in den Monaten Februar, März und April im Jahr 2016 an der Station LWD. Um die Schneehöhenentwicklung optisch einfacher zu unterscheiden, ist die Skalierung der y-Achsen der Grafiken in diesem Unterkapitel auf 410 cm festgelegt, welche dem höchsten Schneehöhenstand während den Profilaufnahmen an der Station LWD im Winterhalbjahr 2105/2016 entsprechen. Die Schneemächtigkeit der wachsenden Schneedecke betrug am 15. Februar 2016 278 cm, am 14. März 385 cm und erreichte mit 410 cm am 01. April 2016 den Höchststand. Die Temperaturen lagen im gesamten Schneeprofil wie auch in den vorangehenden Profilen deutlich unter 0 °C. Zum 16. April 2016 war die Schneedecke durch Setzungsprozesse auf eine Schneedeckenhöhe von 228 cm stark abgesackt und die Isothermie der Schneedecke ließ bereits erste Schmelzprozesse in der Schneedecke vermuten, ohne dass schon flüssiges Wasser aus der Schneedecke ausgetreten war. Ein Abgleich mit den aufgenommenen Schneeprofilen am 16. April 2016 bestätigte erste auftretende Schmelzprozesse, da bereits Schmelzformen bei der Kornformaufnahme zu beobachten waren. Der Kälteinhalt in den obersten 10 bis 15 cm resultierte aus den tiefen Lufttemperaturen deutlich unter dem Gefrierpunkt innerhalb der letzten 24 Stunden.



**Abb. 65: Deuteriumgehalte der Schneedecke zu verschiedenen Zeitpunkten im Frühjahr 2016 am Schneemessfeld der Station LWD.**

Quelle: Eigene Erstellung und Bearbeitung.



**Abb. 66: Temperaturverlauf in °C und schwere Sauerstoffgehalte der Schneedecke zu verschiedenen Zeitpunkten im Frühjahr 2016 am Schneemessfeld der Station LWD.**

Quelle: Eigene Erstellung und Bearbeitung.

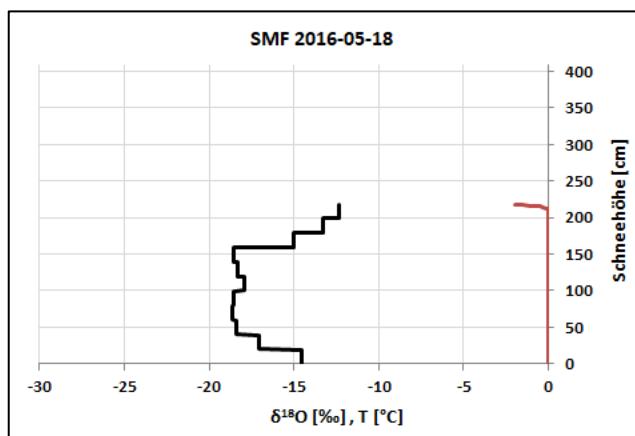
Die isotopische Zusammensetzung der Schneedecke ist über die Tiefe sehr variabel und reicht am 14. März 2016 von  $-90 \delta^2\text{H}$  bezogen auf den VSMOW bis  $-196 \delta^2\text{H}$  bzw. von  $-12,6 \delta^{18}\text{O}$  bis  $-25,8 \delta^{18}\text{O}$ . Zudem lassen sich besonders starke Abweichungen vom Mittel zu späteren Zeitpunkten wiedererkennen, was darauf hindeutet, dass innerhalb der Schneedecke nur geringe Austauschprozesse über Sublimations- und Resublimationsprozesse möglich waren (Zhou et al 2008b). Wassertransport in der Schneedecke ist von der ersten Profilaufnahme am 15. Februar bis zum 01. April 2016 aufgrund des Kälteinhalts unter  $0^\circ\text{C}$  ausgeschlossen. Erst mit dem Erreichen der Isothermie von  $0^\circ\text{C}$  über die gesamte Schneedecke hinweg beginnt die eigentliche Schneeschmelze mit dem Wasseraustritt an deren Basis. Allerdings sei an dieser Stelle darauf hingewiesen, dass genauere Aussagen über Veränderungsprozesse des Isotopengehalts z. B. durch gasförmige Austauschvorgänge innerhalb der Schneedecke aufgrund der Probenahmeart – es handelt sich hierbei um Mischproben aus 30 cm langen Stechzylindern – gewagt sind. Zwar lieferte ein erster Vergleich von Einzelprobenauswertungen mit Mischprobenauswertungen ähnliche Ergebnisse (Hürkamp et al. 2019, S. 55), dennoch ist für eine detaillierte Bewertung der Isotopenaustauschvorgänge eine dichtere Probenahme im Vertikalprofil nötig. Um über die Zeit ein ungestörtes Schneeprofil aufnehmen zu können, wurden zudem die Profile jeweils an neuen Stellen innerhalb des eingegrenzten Messfeldes gegraben. Somit „wanderte“ der Plot innerhalb des

abgespererten Messfeldes, wodurch sich kleinräumige Unterschiede in der isotopischen Zusammensetzung der einzelnen Schneeschichten ergeben können. Beispielsweise können Eislamellen nach eigenen Beobachtungen in einem breit angelegten Schneeprofil auch punktuell auftreten, was für komplexe Schmelz- und Wiedergefriervorgänge spricht. Dies ist ebenfalls bei dem Vergleich der Schneeprofile zu berücksichtigen. Dennoch lässt sich eindeutig festhalten, dass die große Schwankungsbreite des Isotopengehalts zwischen den Schneeschichten im Profil im Zuge beginnender Setzungs- und Schmelzprozesse abnimmt und mit der beginnenden Wasserbeweglichkeit innerhalb der Schneedecke ein Transport- und Verlagerungsprozess von Wasser stattfindet.

Nach Erreichen des Schmelzpunktes bei 0 °C werden bei weiterem Wärmefluss aufgrund steigender Lufttemperaturen die unterschiedlich schweren Wassermoleküle aus der festen hexagonalen Verbundstruktur herausgelöst und sind nach der Veränderung des Aggregatzustandes in der flüssigen Phase frei beweglich. Während der fortschreitenden Schmelzmetamorphose steigt der Flüssigwasseranteil in der Schneedecke kontinuierlich an, bis die Gravitationskräfte die Kohäsionskräfte und Kapillarwirkung übersteigen und das Wasser nicht mehr an den Schneekörnern zurückgehalten werden kann (Barry, Gan 2011, S. 30; Singh, Singh 2001, S. 108 ff.). Durch beginnende abwärts gerichtete Wasserbewegungen wird latente Energie mit den Molekülen in tiefere Schichten getragen, welche diese Energie beim Wiedergefrieren an die Umgebung abgeben. Des Weiteren gefrieren schwere Wassermoleküle aufgrund der physikalischen Eigenschaften schneller als leichte Wassermoleküle, was mit einer isotopischen Fraktionierung einhergeht. Leichtere Wassermoleküle gelangen durch das zeitverzögerte Gefrieren im Gegensatz zu schwereren Wassermolekülen in die darunter befindliche Schneeschicht (Zhou et al. 2008b). Durch den ständigen Wechsel von Schmelz- und Gefrierprozessen verlagert sich die zur Verfügung stehende Energie in tiefere Schichten, bis nach und nach in der gesamten Schneedecke Schmelzprozesse auftreten. Durch Tag- und Nachttemperaturunterschiede und häufige Schmelz- und Wiedergefrierprozesse fließt isotopisch leichteres Wasser vermehrt in tiefere Schneeschichten. Durch die Verlagerungsprozesse nehmen die Unterschiede der isotopischen Signatur zwischen den einzelnen Schichten ab. Somit erhält die Schneedecke einen gleichmäßigeren isotopischen Aufbau über die Schneetiefe.

Besonders interessant für die Betrachtung der isotopischen Signatur des Schmelzwassers ist die Veränderung der isotopischen Zusammensetzung in der untersten Schneeschicht. Durch den Erdwärmestrom herrschten in Bodennähe bereits am 01. April 2016 deutlich höhere Temperaturen in der untersten Schicht des Schneeprofils (vgl. Abb. 66 C) und erste Schmelzformen waren bereits bei der

Profilaufnahme erkennbar. Schwere Moleküle verblieben durch Wiedergefrierprozesse in der Schneedecke während leichtere Wassermoleküle langsam über die Zeit in die oberste Gesteinslage infiltrierten. Somit wurde die unterste Schicht bereits am 01. April 2016 isotopisch schwerer. Mit Beginn der Schmelze über die gesamte Schneedecke konnte sich der Isotopengehalt der unteren Schneeschicht wieder ändern, sobald isotopisch leichtere Schmelzwasseranteile aus darüber liegenden Schichten nachrückten. Am 16. April 2016 betrug die Temperatur in weiten Bereichen des Schneeprofils 0 °C. Das gesamte Profil war bis auf die obersten Zentimeter isotherm und wies einen hohen Feuchtigkeitsgehalt auf. Bei einer weiteren Profilaufnahme ca. einen Monat später, war festzustellen, dass sich die Schneedeckenhöhe trotz weiterer Schneefälle nur geringmäßig verändert hatte (vgl. Abb. 67). Anhand der Schneewagedaten war jedoch eine Gewichtszunahme der Schneedecke erkennbar (vgl. Kap. 3.4), was auf weitere Setzungsprozesse und den steigenden Feuchtigkeitsgehalt zurückzuführen war. Abb. 67 zeigt zudem eine weitere Abnahme der Schwankungsbreite der isotopischen Signatur über die Schneetiefe.



**Abb. 67: Temperaturverlauf in °C und schwere Sauerstoffgehalte der Schneedecke im Frühjahr 2016 nahe am Schneemessfeld der Station LWD.**

Quelle: Eigene Erstellung und Bearbeitung.

Bei einer Schneeprofilaufnahme am 18. Mai 2016 nahe der Station LWD sind vermehrt Schmelzwasserformen erkennbar. Die Probenmessergebnisse aus dem Schneeprofil ergeben eine weitere Anreicherung schwerer Isotope im untersten Profilteil mit  $\delta^{18}\text{O}$ -Werten über -15 ‰. Ebenfalls weist die oberste Schneeschicht eine hohe Konzentration an schweren Wasserisotopengehalten auf. Neben den horizontal nach unten gerichteten Verlagerungsprozessen vorwiegend leichter Wassermoleküle im Schmelzwasser finden zunehmend isotopische Fraktionierungsprozesse an der Schneeoberfläche durch Sublimations- und Verdunstungsprozesse in die Atmosphäre statt, welche die Anreicherung schwerer Wassermoleküle in dieser Schicht vermutlich unterstützen. Auch ein Regenereignis mit isotopisch schweren Wassermolekülen auf die Schneedecke

kann die Ursache für eine veränderte isotopische Signatur der Schneedecke und des daraus hervortretenden Schmelzwassers sein.

#### 6.1.4 Isotopische Variabilität des Schmelzwassers

In verschiedenen Studien wurde die Isotopenzusammensetzung von Schmelzwasser untersucht und gezeigt, dass das Schmelzwasser während der voranschreitenden Schmelzsaison isotopisch schwerer wurde (Ala-aho et al. 2017; Hooper, Shoemaker 1986; Laudon 2002; Lee et al. 2010; Taylor et al. 2001; Unnikrishna et al. 2002; Zhou et al. 2008a; 2008b). Dies ist darauf zurückzuführen, dass leichtere Wassermoleküle zusammen mit schweren Isotopen aus dem festen Kristallgitter des Schnees gelöst werden, jedoch beim Versickern und anschließendem Wiedergefrieren in tieferen Schneeschichten durch Isotopenfraktionierungsprozesse die leichteren Isotope  $^1\text{H}$  und  $^{16}\text{O}$  länger in der energetisch höheren Phase freigesetzt bleiben. Während die schweren Wassermoleküle durch Gefrierprozesse in einer festen Struktur eingefangen werden, gelangt isotopisch leichteres Wasser in tiefere Schneeschichten. Durch den Wechsel von Schmelz- und Wiedergefrierprozessen finden während der Schneeschmelze ständig weitere Fraktionierungsprozesse statt. Diese werden aufgrund der Temperaturamplitude im Tagesverlauf und steigenden Lufttemperaturen im Frühjahr begünstigt. Mit der anhaltenden Energiezufuhr steigt auch der Flüssigwasseranteil in der Schneedecke bis zur Sättigungsgrenze an. Sobald die Sättigung erreicht ist, beginnt die eigentliche Schmelze mit dem Output von Wasser aus der Schneedecke. Das Schmelzwasser ist anfangs im Gegensatz zur verbleibenden Schneedecke an schweren Isotopen verarmt.

Der Fraktionierungsprozess während des Schmelzens kann nicht analog zum Fraktionierungsprozess während des Verdunstens von der Flüssigphase aufgefasst werden (Cooper et al. 1993; Rodhe 1998, zit. in: Ohlanders et al. 2013, S. 1036), da die eigentliche Fraktionierung in der Schneedecke nicht beim Schmelzen, sondern beim Wiedergefrieren stattfindet. Dieser Prozess bewirkt eine Anreicherung in der verbleibenden Schneedecke bzw. eine Zunahme von  $\delta^{18}\text{O}$  und  $\delta^2\text{H}$  über die Zeit der Schneeschmelze im Schmelzwasser.

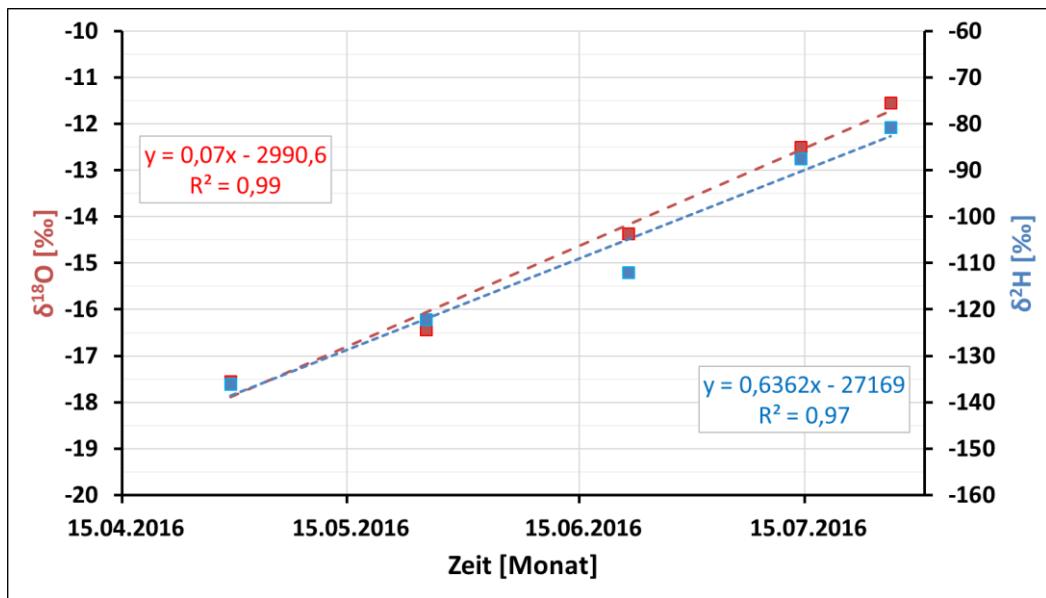
Die ersten Schmelzwasserproben, deren Gehalt an schweren Wasserisotopen bestimmt wurden, stammen aus dem Jahr 2016. Die Probenahme war durch die fehlende technische Infrastruktur, wie Schneelysimeter mit einer automatisierten Probenahmeapparatur, nur mit einem hohen logistischen Aufwand möglich. Dies begründet die niedrige Probenzahl des Schmelzwassers von 45 Stück über den gesamten Beprobungszeitraum. Die Proben wurden an unterschiedlichen Begehungstagen in verschiedenen Höhen des Einzugsgebiets innerhalb desselben Tages aufgenommen. Dazu

mussten zum Teil mehrere Meter tiefe Schneaprofile gegraben werden. Je nach Schneemächtigkeit, die über die Höhe nicht gleichmäßig zunimmt, sondern stark von der Exposition, Hangneigung und Lage beeinflusst wird, unterscheidet sich das Fortschreiten der Schmelzmetamorphose innerhalb der Schneaprofile im Einzugsgebiet. Insgesamt wandert die Schmelze von den niedrigeren Bereichen des Zugspitzplatts zu den höheren Lagen. Während an sonnenexponierten, höher gelegenen Stellen des Einzugsgebiets Schmelzformen in der Schneedecke bereits auftreten, kann zeitgleich einige 100 m tiefer der Feuchtegehalt der Schneedecken geringer sein, wenn diese sich beispielsweise in einer beschatteten Lage befinden.

Die Schwierigkeit zur genauen Abschätzung des Schmelzwasserinputs für die isotopenbasierte Separation besteht darin, die isotopische Zusammensetzung des Schmelzwassers jener Höhenzone heranzuziehen, aus der der größte Schmelzwasseranteil zu erwarten ist. Dieser Bereich kann sich infolge von meteorologischen Wetteränderungen entlang des Höhengradienten nach oben und nach unten verlagern. Die temporäre Schneegrenze wandert entsprechend des Verlaufs der jahreszeitlichen Temperaturänderung zum Sommer tendenziell in höhere Lagen bis zur orografischen Schneegrenze, oberhalb derer eine ganzjährige Schneedeckung auftritt. Das Zugspitzplatt liegt unterhalb der orografischen Schneegrenze und apert zum Ende des Sommers aus, so dass auch das Gletschereis des Nördlichen Schneeferners an die Oberfläche gelangt.

Um die Zone mit dem Hauptschmelzwasserinput und dessen isotopisches Signal abzupassen, wurde im Abgleich mit den Aufzeichnungen der Schneehöhenentwicklung und Lufttemperaturen an den Messstationen sowie den analysierten Schneaprofilen aus unterschiedlichen Höhenstufen möglichst eine Auswahl der Schmelzwasserproben aus diesen Höhenstufen bzw. Höhenintervallen getroffen.

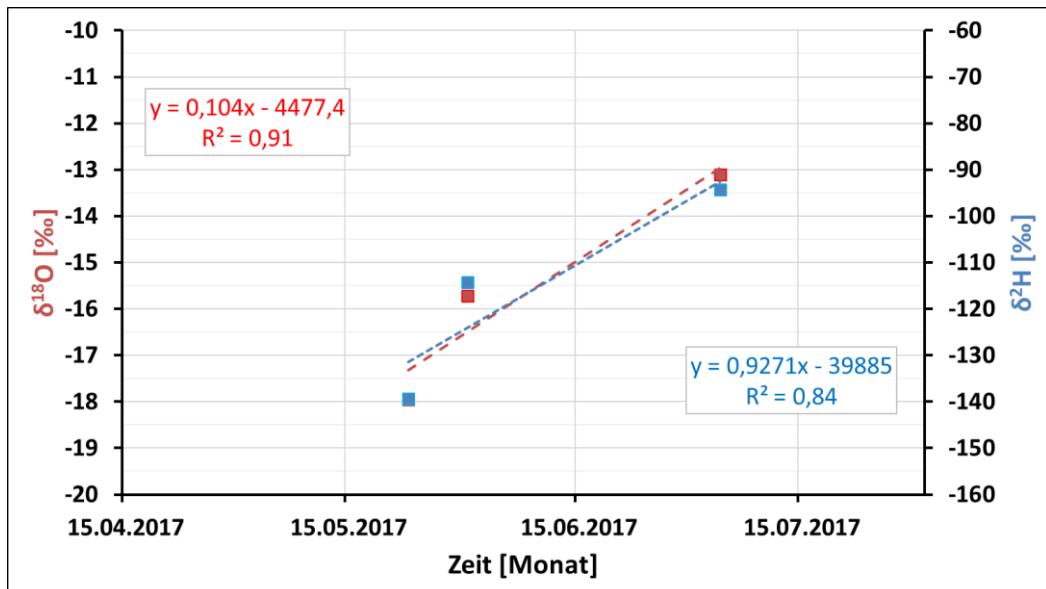
In Abb. 68 ist deutlich der Trend zu isotopisch schwererem Schmelzwasser bei fortschreitender Schmelze zu erkennen. Die erste Schmelzwasserprobe auf der Nordseite des Zugspitzplatts stammt vom 29. April 2016. Dieses erste Schmelzwasser ist mit einem  $\delta^2\text{H}$ -Wert von  $-136,1\text{ ‰}$  und einem  $\delta^{18}\text{O}$ -Wert von  $-17,55\text{ ‰}$  noch isotopisch leicht. Erst über die Zeit tritt isotopisch immer schwereres Wasser aus der Schneedecke. Am 14. Juli desselben Jahres ist das Wasser aus den abschmelzenden Schneeschichten mit einem  $\delta^2\text{H}$ -Wert von  $-87,5\text{ ‰}$  und einem  $\delta^{18}\text{O}$ -Wert von  $-12,51\text{ ‰}$  bezogen auf den VSMOW im Vergleich zum Beginn der Schmelze deutlich mit schwereren Isotopen angereichert. Dieser Trend der Anreicherung mit schweren Isotopen im Schmelzwasser setzt sich in den verbleibenden ausapernden Schneeflächen bis Ende Juli fort.



**Abb. 68: Änderung der isotopischen Zusammensetzung des Schmelzwassers auf dem Zugspitzplatt in der Schmelzsaison 2016.**

Quelle: Eigene Darstellung und Bearbeitung.

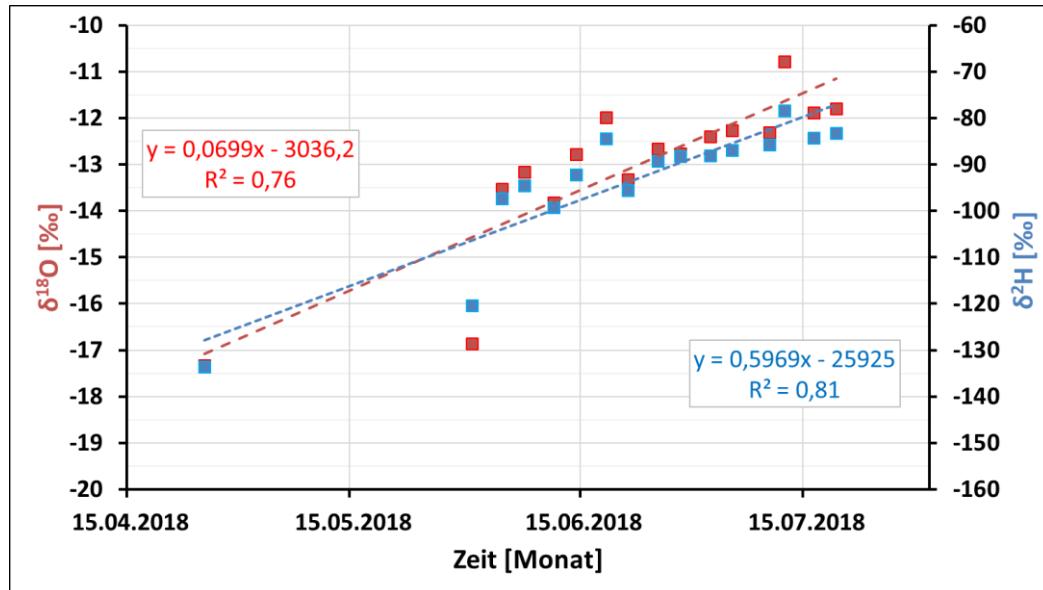
Ähnlich verhält sich der Trend in der Schmelzsaison 2017, welcher in der nachstehenden Abb. 69 zu erkennen ist. Demzufolge ändert sich die isotopische Zusammensetzung des Schmelzwassers während der Schmelzsaison laufend. Allerdings konnten im Jahr 2017 an nur wenigen Stichtagen Schmelzwasserproben gewonnen werden.



**Abb. 69: Änderung der isotopischen Zusammensetzung des Schmelzwassers auf dem Zugspitzplatt in der Schmelzsaison 2017.**

Quelle: Eigene Darstellung und Bearbeitung.

Der zunehmende Gehalt an isotopisch schwererem Schmelzwasser bei fortschreitender Schmelze zeichnet sich ebenfalls im Jahr 2018 ab (siehe Abb. 70). Die erste Schmelzwasserprobe stammt aus dem Brunntal in der Nähe der Station Ost und wurde am 25. April 2018 genommen. Dieses erste Schmelzwasser ist mit einem  $\delta^2\text{H}$ -Wert von -133,5 ‰ und einem  $\delta^{18}\text{O}$ -Wert von -17,33 ‰ isotopisch leicht und ähnelt der Isotopenzusammensetzung der Beprobung aus dem Jahr 2016.



**Abb. 70: Änderung der isotopischen Zusammensetzung des Schmelzwassers auf dem Zugspitzplatt in der Schmelzsaison 2018.**

Quelle: Eigene Darstellung und Bearbeitung.

Zum Ende der Schneeschmelze am 19. Juli 2018 liegt der  $\delta^2\text{H}$ -Wert bezogen auf den VSMOW bei -83,2 ‰ und der  $\delta^{18}\text{O}$ -Wert bei -11,80 ‰ und ist damit isotopisch etwas schwererer als das Schmelzwasser am 14. Juli 2016.

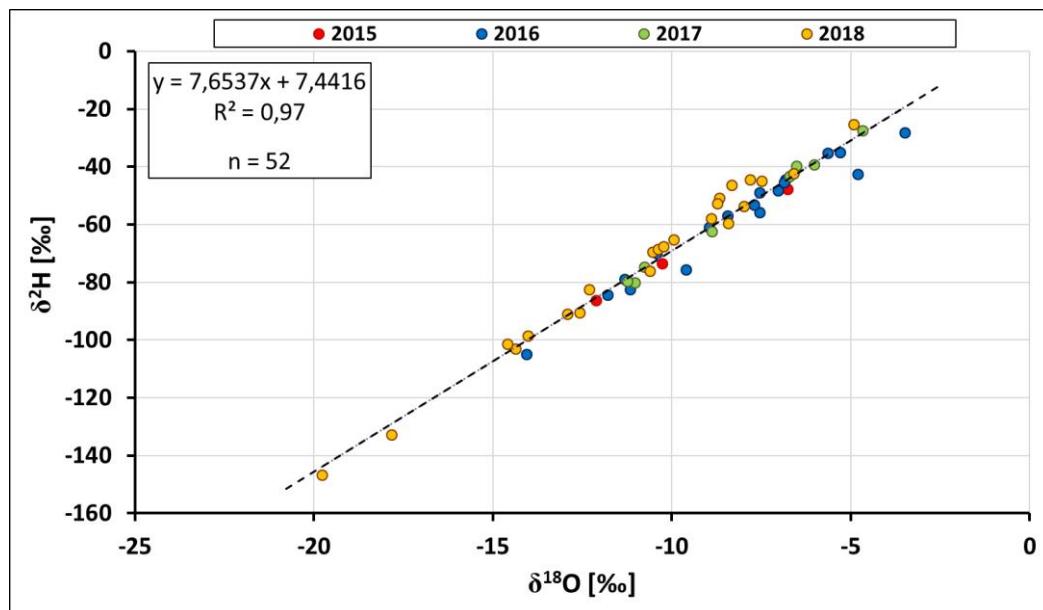
Durch die häufigere Beprobung im Jahr 2018 wird deutlich, dass die zunehmende Konzentration an schwereren Isotopen ab dem Einsetzen der Schneeschmelze bis zum Ausapern nicht unbedingt einem linearen Trend folgt, sondern auch Stagnationen oder Fluktuationen unterlegen sein kann. So wird das isotopisch schwerste austretende Schmelzwasser im Jahr 2018 am 12. Juli mit  $\delta^2\text{H}$  von -78,4 ‰ und mit  $\delta^{18}\text{O}$  von -10,79 ‰ im weiteren zeitlichen Verlauf isotopisch leichter. Dies ist auf ein aufgetretenes Regenereignis zurückzuführen. Ein Rückgang an schweren Wasserisotopen sind in der vorangehenden Zeitreihe weitere Male vorzufinden. Ein möglicher Grund ist in Niederschlagsereignissen zu finden, aufgrund derer isotopisch leichteres Wasser aus dem festen Niederschlag beim Wiederschmelzen in die Schneedecke eindringt bzw. bei flüssigen Niederschlägen direkt in die Schneedecke

infiltriert und so die isotopische Signatur der verbleibenden Schneedecke verändern kann.

### 6.1.5 Isotopische Zusammensetzung von flüssigen Niederschlägen

Für die quantitative Bestimmung des Flüssigniederschlaganteils im Abfluss der Partnach stellt die Kenntnis der isotopischen Zusammensetzung des Niederschlags eine wesentliche Voraussetzung dar. Zwar nimmt der Regenanteil im Gesamtniederschlag einen beträchtlichen Anteil ein (vgl. Kap. 4.1.1), dennoch wird der Isotopengehalt des in den Karstkörper infiltrierenden Wassers in den Monaten mit den höchsten Abflüssen maßgeblich von auftretendem Schmelzwasser beeinflusst.

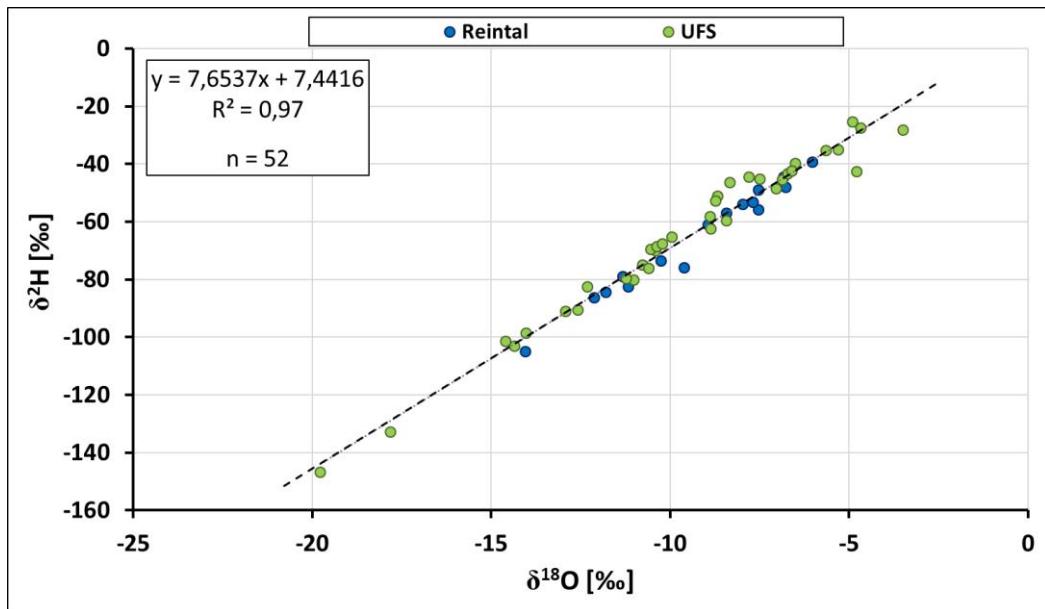
Die Auswertung der isotopischen Zusammensetzung der flüssigen Niederschläge beschränkt sich auf einzelne Niederschlagsereignisse, da keine Möglichkeit der kontinuierlichen Beprobung über das Jahr bestand. Die Rahmenbedingungen der Beprobung wurden in Kap. 3.5 genauer beschrieben. Die gesammelten Niederschlagsproben sind sowohl Niederschlagssammelproben als auch singuläre Proben, aufgefangen an der Pegelstation an der Partnach auf ca. 1.440 m ü. NHN und an der UFS auf ca. 2.700 m ü. NHN. Alle 52 Niederschlagsproben stammen aus den hydrologischen Sommerhalbjahren 2015 bis 2018. Aus Abb. 71 wird deutlich, dass sich die Wassermoleküle der Niederschlagsproben insgesamt in einem isotopisch schwereren Spektrum streuen als die Proben aus den winterlichen Niederschlägen (vgl. Kap. 6.1.3).



**Abb. 71:  $\delta^2\text{H}$ - $\delta^{18}\text{O}$ -Diagramm von Wasserproben aus Niederschlägen an der Pegelstation Partnach-Ursprung und der UFS in den Jahren 2015 bis 2018.** Die gestrichelte Linie repräsentiert die linear angepasste Beziehung zwischen  $\delta^2\text{H}$  und  $\delta^{18}\text{O}$ .

Quelle: Eigene Erstellung und Bearbeitung.

Die Proben sind farblich nach den Aufnahmejahren getrennt und lassen erkennen, dass in den Jahren 2016 und 2018 eine intensivere Beprobung der Flüssigniederschläge stattfand. Im Mittel liegt die isotopische Zusammensetzung der flüssigen Niederschläge aller Proben bezogen auf den VSMOW bei  $-9,45$  für  $\delta^{18}\text{O}$  und  $-64,92$  für  $\delta^2\text{H}$  mit einer Streubreite von  $-19,78$   $\delta^{18}\text{O}$  und  $-146,7$   $\delta^2\text{H}$  bis  $-3,50$   $\delta^{18}\text{O}$  und  $-25,3$   $\delta^2\text{H}$ . Der Beprobungsort ist in Abb. 72 dargestellt. Insgesamt stammen 16 der 52 Regenproben aus dem Reintal, 36 Proben wurden an der UFS vom Flüssigniederschlag genommen.



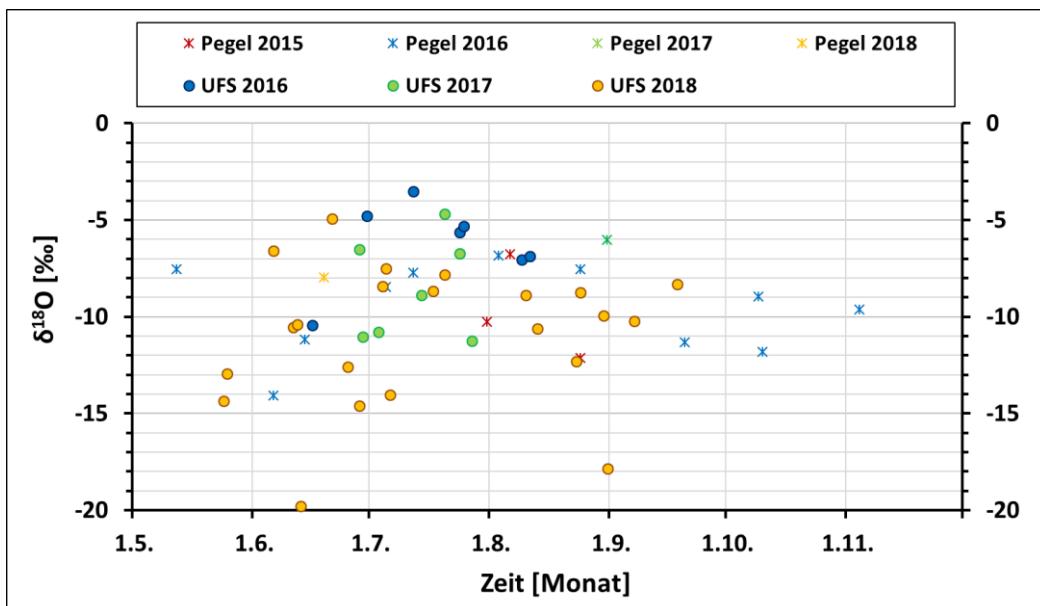
**Abb. 72:  $\delta^2\text{H}$ - $\delta^{18}\text{O}$ -Diagramm von Wasserproben aus Niederschlägen an der Pegelstation Partnach-Ursprung und der UFS in den Jahren 2015 bis 2018.** Die gestrichelte Linie repräsentiert die linear angepasste Beziehung zwischen  $\delta^2\text{H}$  und  $\delta^{18}\text{O}$ .

Quelle: Eigene Erstellung und Bearbeitung.

Um einen saisonalen Verlauf des Isotopengehalts  $\delta^{18}\text{O}$  und  $\delta^2\text{H}$  zu erkennen, ist eine kontinuierliche Beprobung von Nöten, da ansonsten die Variabilität der einzelnen Niederschläge den saisonalen Effekt überprägen kann (vgl. Abb. 73). Dies sollen die folgenden zwei Beispiele von Regenproben im Juni bzw. im August verdeutlichen: Am 31. August 2018 zeichnete die Station LWD ein ganztägiges Niederschlagsereignis mit fallenden Temperaturen auf, woraus die Mischprobe mit dem isotopisch leichten Wasser mit  $-17,83$   $\delta^{18}\text{O}$  und  $-132,8$   $\delta^2\text{H}$ , genommen an der UFS, stammt. Um 7:20 Uhr registrierte die Station den ersten Regen bei einer Temperatur von  $4,4$  °C, welcher bis zur ersten kurzen Unterbrechung um 20:00 Uhr bei stetig abnehmenden Temperaturen bis  $3$  °C andauerte. Insgesamt fielen in diesem Zeitabschnitt des Niederschlagsereignisses  $28,8$  mm bei einem Mittelwert zwischen  $0,3$  und  $0,4$  mm pro 10-Minutenintervall, wobei die Regenintensität zwischen  $0,1$  und  $1$  mm pro 10 Minuten schwankte. An den anderen Messstationen auf dem Zugspitzplatt wurden entsprechend

der Höhenlage ein ähnlicher Temperaturgang und ein ähnlich lang andauernder Niederschlag mit einer geringeren Niederschlagssumme aufgezeichnet.

Ein ähnlicher Niederschlagsverlauf mit Temperaturen bis unter den Gefrierpunkt war am 13. Juni 2018 zu beobachten, als die Regenwasserprobe mit dem isotopisch leichtesten Wasser an der UFS genommen wurde. Auch wurde jeweils am Vortag, 12. Juni und 30. August, auftretender Niederschlag an demselben Ort beprobt. Die Messergebnisse der massenspektrometrischen Analyse ergaben ein isotopisch schweres Wasser mit einem Isotopengehalt von  $-10,39\ \delta^{18}\text{O}$  und  $-68,4\ \delta^2\text{H}$  am 12. Juni 2018 bzw.  $-9,95\ \delta^{18}\text{O}$  und  $-65,3\ \delta^2\text{H}$  am 30. August 2018. Der Temperaturverlauf und die Windgeschwindigkeiten waren zu den jeweiligen Folgetagen ähnlich, der Niederschlag war in der Tagessumme jeweils deutlich geringer.



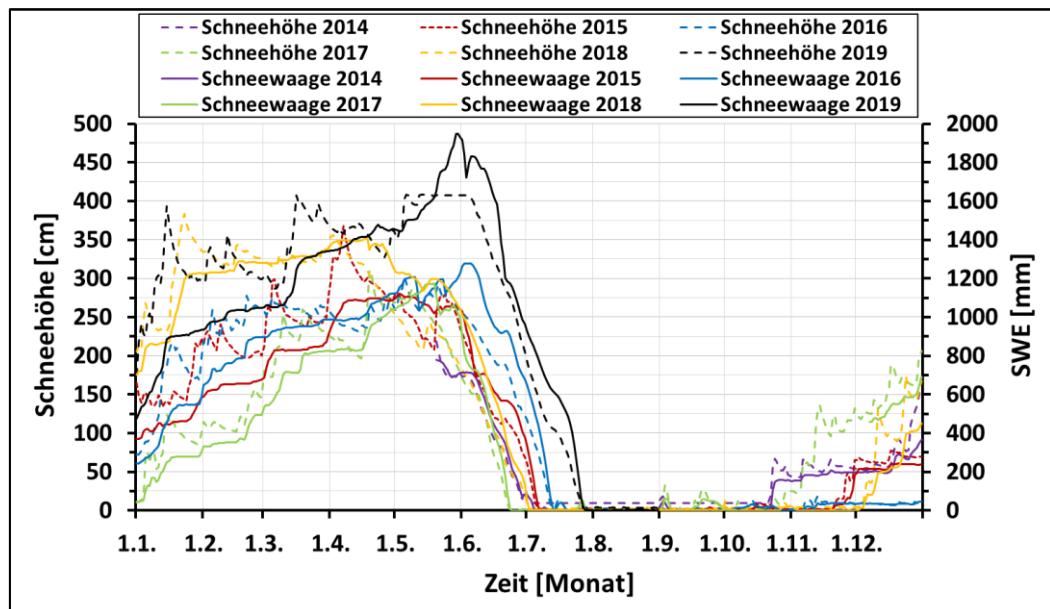
**Abb. 73: Isotopische Zusammensetzung von Niederschlagsereignissen in den Jahren 2015 bis 2018 an der UFS und an der Pegelstation.**

Quelle: Eigene Erstellung und Bearbeitung.

Neben der starken Variation der isotopischen Zusammensetzung der einzelnen Niederschlagsereignisse und der Änderung der Isotopengehalte innerhalb eines Regenereignisses ist auch der Höhengradient im Einzugsgebiet zu berücksichtigen, welcher sich auf die Variation der Isotopengehalte durch den Temperatur- und Höheneffekt auswirkt. Ein vorhandener Höheneffekt kann rein aus den gewonnenen Proben nicht interpretiert werden, da die Beprobung im Reintal und auf der UFS aufgrund infrastruktureller und personeller Gründe nicht zeitgleich stattfinden konnte.

Infiltriert neben dem Regenwasser aus dem Niederschlagsereignis zeitgleich Schmelzwasser aus ausapernden Schneedecken in den unterirdischen Karst, so wird das isotopische Signal des Regens mit den Isotopengehalten des Schmelzwassers auf dem

Fließweg bis zur Quelle vermischt oder von der Schneeschmelze überlagert. Fällt der Regen auf vorhandene Schneedecken, so wird der Regen in den Schneedecken zwischengespeichert und gelangt zeitverzögert vermischt mit Schmelzwasser aus der Schneedecke in den anstehenden Karst. Studien von Rücker et al. (2019) bestätigen eigene Beobachtungen mit detailgenaueren Untersuchungen der isotopischen Veränderung von Ereignissen, in denen Regen auf Schneedecken fällt. Rücker et al. (2019) kommen zu dem Ergebnis, dass Mischungsprozesse von Regen in Schneedecken mit der Aufenthaltsdauer und der Dicke der Schneedecke zunehmen. Das Vorhandensein durchgehender Schneedecken bis Ende Juli zeigen Aufzeichnungen der tiefergelegenen Station LWD (vgl. Abb. 74). Die Schneedeckendauer variiert in den aufgezeichneten Jahren um bis zu einem Monat. Zu keinem Zeitpunkt im Jahresverlauf sind Schneeniederschläge und das Entstehen geringmächtiger Schneedecken bis über 25 cm ausgeschlossen.



**Abb. 74: Verlauf der Schneehöhenentwicklung in cm (gestrichelte Linien) und des berechneten Schneewasseräquivalents (durchgezogene Linien) an der Messstation LWD in den Jahren 2014 bis 2019.** Dargestellt sind berechnete Tagesmittelwerte.

Quelle: Eigene Erstellung und Bearbeitung.

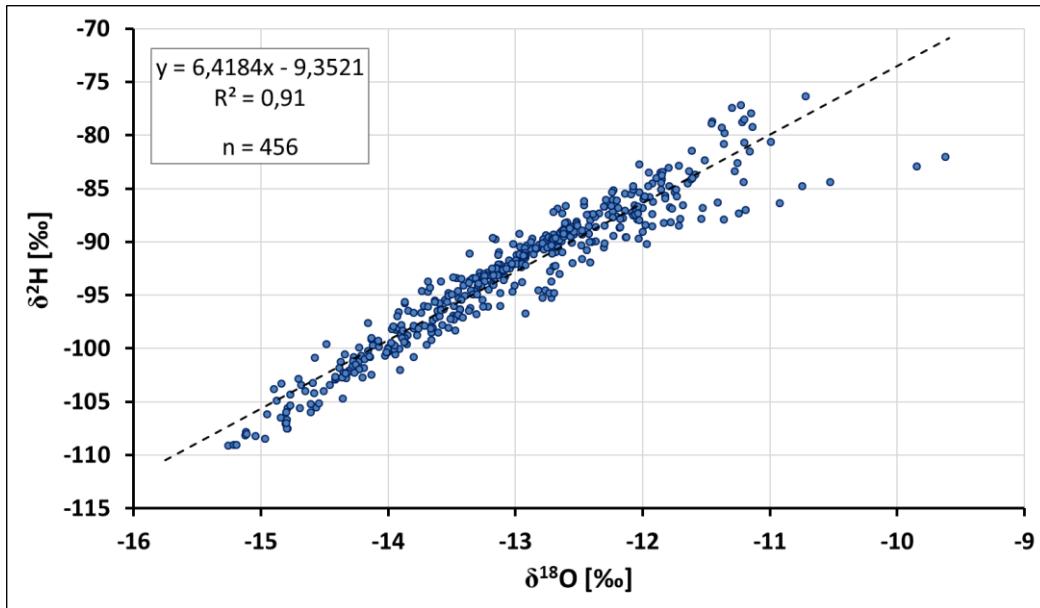
Nicht zuletzt wird das isotopische Signal des Niederschlags gedämpft, da das Regenwasser beim unterirdischen Abflussprozess den wassergefüllten Bereich des Karstspeichers durchquert. Bei kleinen Niederschlagsmengen bleibt anzunehmen, dass die Signatur des Regenereignisses selbst unter schneefreien Oberflächenbedingungen durch die Mischungsprozesse in der phreatischen Zone vor dem Zutagetreten an der Partnachquelle verloren geht. Erst größere Niederschlagsmengen tragen zu einem größeren Austauschprozess des Karstspeichers bei, sodass eine Veränderung der

isotopischen Zusammensetzung des Partnachwassers eindeutig dem Regenereignis zuzuschreiben ist.

Zusammengefasst ist zur Bestimmung der isotopischen Zusammensetzung des Infiltrationswassers zu beachten, dass im Zugspitzgebiet die ersten Flüssigniederschläge im Frühjahr auf mächtige Schneedecken fallen und dadurch die Proben der ersten Flüssigniederschläge nicht die isotopische Zusammensetzung des infiltrierenden Wassers widerspiegeln. Auch zu späteren Zeitpunkten vermischt sich das Niederschlagssignal bei leichtem Regen mit abschmelzenden Schneeresten und dem Beginn der Gletscherschmelze im späten Sommer. Sobald der Schnee weitgehend verschwunden ist, wird der Isotopengehalt des Infiltrationswassers vorwiegend durch das isotopische Signal von stärkeren Regenereignissen geprägt. Dennoch ist hier der Höheneffekt durch die großen Höhenunterschiede innerhalb des Einzugsgebiets und eine mögliche zeitliche Variation der isotopischen Zusammensetzung während eines Niederschlagsereignisses bei der Bewertung des Inputsignals zu berücksichtigen. Solange das Zugspitzplatt von Altschnee bedeckt ist, ist für eine genauere Abschätzung des Isotopengehalts des infiltrierenden Wassers das Schmelzwasser bzw. das Mischwasser von Schneeschmelzwasser und Regen zu betrachten, auf das im folgenden Kapitel eingegangen wird.

#### **6.1.6 Jahresgang der isotopischen Zusammensetzung des Partnachwassers**

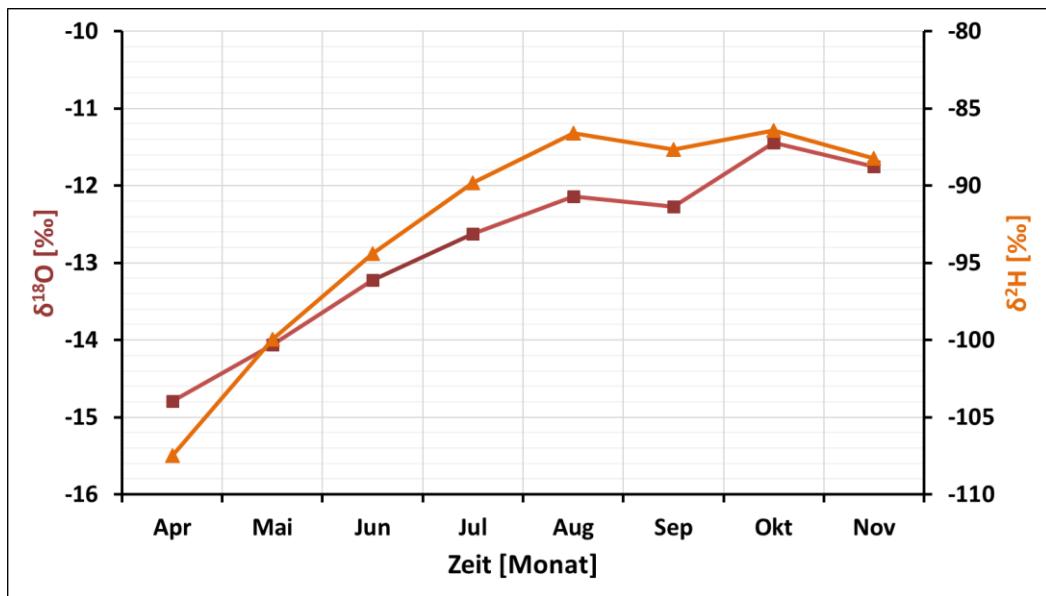
Die Zusammensetzung der stabilen Isotope des Flusswassers wird durch das in den Karstkörper gelangende Wasser aus Regen- und Schneeniederschlägen bestimmt. Weiterhin beeinflussen Mischungsvorgänge in der phreatischen Zone des Karstkörpers die isotopische Zusammensetzung des Partnachwassers. Die Proben aus dem abfließenden Quellwasser des Partnach-Ursprungs weisen eine mittlere isotopische Zusammensetzung von -13,03 für  $\delta^{18}\text{O}$  und -93,0 für  $\delta^2\text{H}$  bezogen auf den VSMOW auf, mit einem Minimalwert von -15,26  $\delta^{18}\text{O}$  und -109,14  $\delta^2\text{H}$  und einem Maximalwert von -9,62  $\delta^{18}\text{O}$  und -76,35  $\delta^2\text{H}$  (vgl. Abb. 75).



**Abb. 75: Isotopische Zusammensetzung von Wasserproben der Partnach an der Pegelstation Partnach-Ursprung.** Die gestrichelte Linie repräsentiert die linear angepasste Beziehung zwischen  $\delta^2\text{H}$  und  $\delta^{18}\text{O}$ .

Quelle: Eigene Erstellung und Bearbeitung.

Wird der Verlauf des  $\delta^2\text{H}$ - und  $\delta^{18}\text{O}$ -Gehalts des Partnachwassers im Monatsmittel im Jahresverlauf betrachtet, so lässt sich eine saisonale Variation des Isotopengehalts feststellen (vgl. Abb. 76). Im Frühjahr ist das Wasser der Partnach an der Pegelstation an schwerem Wasserstoff und Sauerstoff stark abgereichert und wird mit steigenden Schmelzwasserraten auf dem Zugspitzplatt zunehmend isotopisch schwerer. Dieser Trend hält bis zum Sommer an, wobei der Gehalt an schweren Wassermolekülen ab Mitte Juli neben dem Wasser aus der Schneeschmelze zunehmend aus isotopisch schweren Flüssigniederschlägen stammt. Ab dem Monat August bis zum November stagniert die Änderungsrate des Monatsmittels und zeigt im Herbst wieder eine leichte Abnahme des Gehalts schwerer Isotope (vgl. Abb. 76).



**Abb. 76:** Verlauf der mittleren monatlichen isotopischen Zusammensetzung der Partnach in den Jahren 2013 bis 2018.

Quelle: Eigene Erstellung und Bearbeitung.

Die mittlere isotopische Zusammensetzung des Partnachwassers ist entsprechend Abb. 76 in Tab. 13 dargestellt und mit der Probenanzahl erweitert. Die Beprobung konzentriert sich auf das hydrologische Sommerhalbjahr, denn einerseits ist im April und ab November die Partnachstation aufgrund der winterlichen Bedingungen und steigender Lawinengefahr nicht mehr zu erreichen, andererseits sind die Abflüsse an der Quelle sehr gering und kommen im Winter sogar zum Erliegen (vgl. Kap. 4).

**Tab. 13:** Mittlere isotopische Zusammensetzung der Partnachproben in den Jahren 2013 bis 2018. Die Proben sind auf die Monate aufgeteilt.

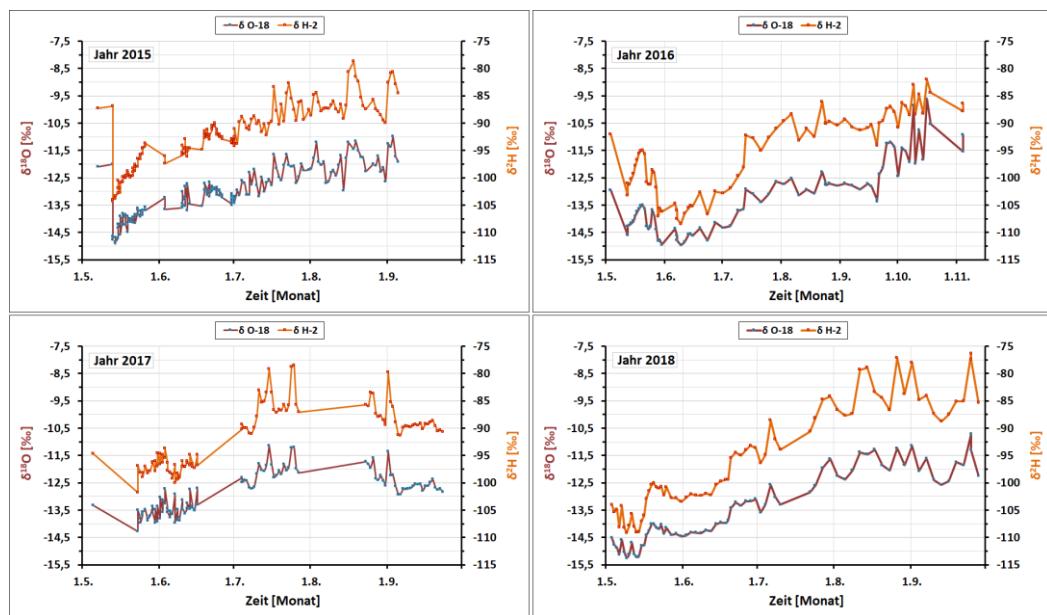
Monat	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov
<b>n Proben</b>	1	118	139	90	66	61	13	3
<b>Ø δ²H (‰)</b>	-107,50	-99,94	-94,40	-89,81	-86,62	-87,68	-86,41	-88,25
<b>Ø δ¹⁸O (‰)</b>	-14,80	-14,06	-13,22	-12,63	-12,14	-12,27	-11,45	-11,75

Quelle: Eigene Erstellung und Bearbeitung.

Bemerkenswert ist, dass zum Ende des hydrologischen Sommerhalbjahres hin und darüber hinaus bis zum November das Partnachwasser einen hohen Gehalt an schweren <sup>2</sup>H- und <sup>18</sup>O-Isotopen aufweist, der aus isotopisch schweren Niederschlägen und zum Teil aus der isotopisch schweren Eis- und Gletscherschmelze auf dem Zugspitzplatt

resultiert. Sobald sich das Volumen der vadoseen Zone des Karstspeichers aufgrund von fehlendem Infiltrationswasser verringert, nimmt auch die Quellschüttung ab und das phreatische Wasser aus dem Herbst verbleibt im Gebiet. Im Frühjahr wird das verbleibende Wasser aus dem Herbst des Vorjahres im Karstsystem mit dem ersten Schmelzwasser teils vermischt und teils verdrängt. Dieser Prozess kann durch kurze Warmlufteinbrüche bereits im Frühjahr verursacht werden, sobald erste größere Schmelzwasseraustritte aus der Schneedecke in den Karstuntergrund stattfinden.

Die Grafiken in Abb. 77 zeigen beispielhaft die Variabilität des Isotopengehalts der Partnach in den hydrologischen Sommerhalbjahren für die Jahre 2015 bis 2018. Der dargestellte Verlauf der isotopischen Zusammensetzung des Partnachwassers an der Quelle erstreckt sich vom Beginn der Beprobung bis zum Ende des hydrologischen Halbjahres. Die Jahre 2013 und 2014 sind nicht grafisch dargestellt, da in diesen Jahren nur wenige Proben zur Verfügung stehen und zudem die Proben erst nach der Schneeschmelzsaison genommen wurden. Wegen bereits erwähnter Gründe konnte die Beprobung nur im zeitlich begrenzten Zeitraum des Sommerhalbjahres stattfinden. Die Beprobung erfolgte vom 07. Mai bis 05. September 2015, vom 03. Mai bis 04. November 2016, vom 05. Mai bis 23. September 2017 und vom 03. Mai bis 28. September 2018. Die Delta-Werte von schwerem Sauerstoff und Deuterium zeigen einen sehr ähnlichen zeitlichen Verlauf und ein stabiles Verhältnis zueinander.

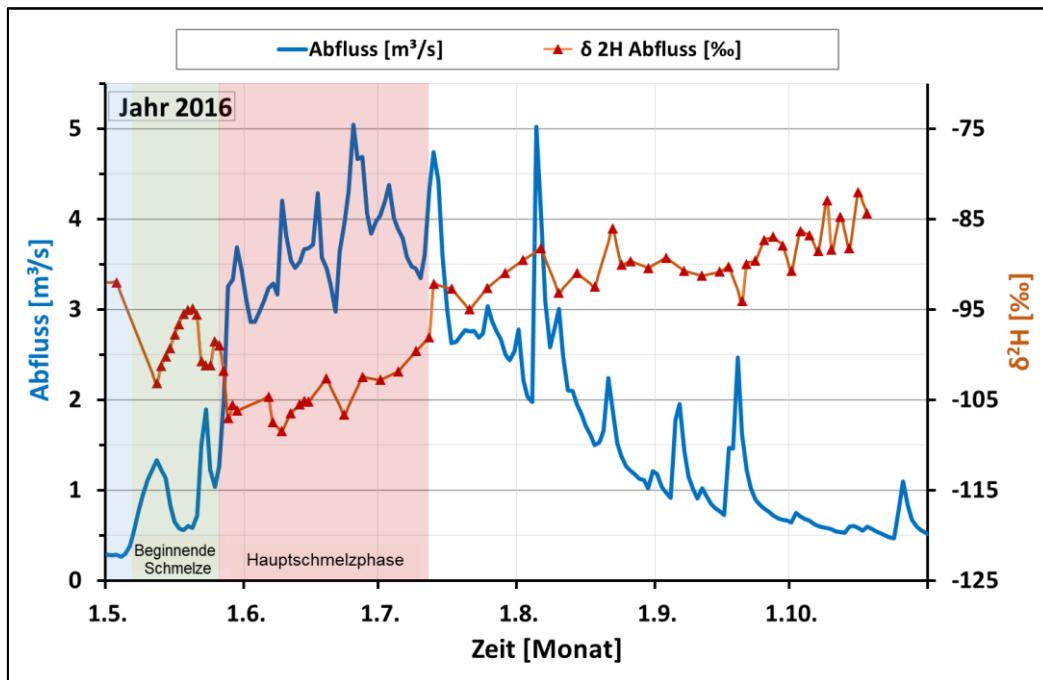


**Abb. 77: Veränderung von  $\delta^{18}\text{O}$  und  $\delta^2\text{H}$  im Abfluss der Partnach im hydrologischen Sommerhalbjahr 2015, 2016, 2017 und 2018.** Im Jahr 2016 konnte die Beprobung über das Sommerhalbjahr hinaus bis Mitte November durchgeführt werden.

Quelle: Eigene Erstellung und Bearbeitung.

Die ersten von Hand genommenen Proben der Jahre sind isotopisch schwer und repräsentieren das erste Wasser aus der phreatischen Zone, welches durch die beginnende Schmelze an der Quelle an die Oberfläche gelangt. Inwieweit Vorjahreswasser aus der phreatischen Zone sich im Abfluss anteilmäßig abbildet, lässt sich anhand der verfügbaren Proben von Partnachwasser kaum quantifizieren. Zudem ist nicht ausgeschlossen, dass sich Schmelzwasser aus dem südexponierten Kirchturmeinzugsgebiet dazumischt. Für eine genauere Bestimmung wären Wasserproben direkt aus der Quellschüttung zu einem frühen Zeitpunkt im Jahr nötig, welches aus dem zwischengespeicherten Wasser der phreatischen Zone stammt. Das Wasser aus dem Jahr 2014 wurde offenbar bei der ersten Beprobung des Jahres 2015 erfasst (vgl. Abb. 77) und äußert sich in isotopisch schwerem Wasser, welches zur Schmelzsaison hin isotopisch leichter wird. Das Vorjahreswasser konnte in den Jahren 2017 und 2018 aufgrund der schwierigen Erreichbarkeit und Lawinengefahr nicht erfasst werden.

Ein genaueres Verständnis des Austauschprozesses in der phreatischen Zone erfordert ggf. eine Beprobung der spätherbstlichen Karstspeicherentleerung und eine frühzeitigere Beprobung der ersten auftretenden Abflüsse an der Partnachquelle. Die zeitlich hoch aufgelöste Beprobung konnte in fast allen Jahren zu Beginn der Schneeschmelzsaison starten und wurde mithilfe eines automatisierten Probenehmers durchgeführt, wodurch eine genaue Beschreibung des Schmelzvorgangs auf dem Zugspitzplatt anhand des Partnachwassers an der Quelle ermöglicht wird. Dieser Abflussvorgang der Partnach, welcher durch die Schneeschmelze auf dem Platt vom Frühjahr bis in den Frühsommer maßgeblich bestimmt wird, ist beispielhaft für das Jahr 2016 anhand der Abflussganglinie und des Deuteriumverlaufs im Abfluss in Abb. 78 dargestellt.



**Abb. 78:** Täglicher mittlerer Abfluss und Verlauf von  $\delta^2\text{H}$  im hydrologischen Sommerhalbjahr 2016. Die roten Dreiecke markieren den Beprobungszeitpunkt. Farblich hinterlegt sind Anfang Mai die Schmelze aus tiefen Lagen (bläulich), die beginnende Schmelze im Mai auf dem Platt (grünlich) und die Hauptschmelzphase bis Mitte Juli auf dem Platt (rötlich).

Quelle: Eigene Erstellung und Bearbeitung.

Wie schon bei der Betrachtung des Verlaufs der elektrischen Leitfähigkeit erkennbar wurde (vgl. Kap. 6.1.1), wird zunächst das im Karsthohlräum zwischengelagerte Wasser aus dem Herbst des Vorjahres durch nachrückendes Schmelzwasser aus dem Reservoir verdrängt und gelangt durch die Partnachquelle an die Oberfläche. Dies erklärt, weshalb das erste austretende Wasser vergleichsweise isotopisch schwer ist, obwohl das erste auftretende Schmelzwasser auf dem Zugspitzplatt isotopisch leicht ist. Sobald die Infiltrationsmengen aus der Schneeschmelze auf dem Platt steigen und das durchsickernde Wasser das in der phreatischen Zone zwischengelagerte alte Karstwasser sukzessive verdünnt und verdrängt, wird das Partnachwasser aus der Quelle isotopisch leichter. In Folge gelangen im Zuge der Schmelze zunächst isotopisch leichtes Wasser zum Abfluss und bei fortschreitenden Schmelzvorgängen auch höhere Anteile von isotopisch schwerem Wasser (vgl. Kap. 6.1.4). Die großen Wassermengen der Hauptschmelzphase lassen sich ab dem 22. Mai 2016 feststellen, wobei das Signal des Schmelzwassers schon früher im stark steigenden Abschnitt des Hydrographen ab dem 7. Mai erkennbar ist. Der erste Peak am 12. Mai zeigt allerdings eine verringerte Konzentration an isotopisch schwerem Wasser; das Wasser ist kurzzeitig isotopisch leichter. Hierbei ist nicht zweifelsfrei klarbar, ob dies bereits von durchdringendem Schmelzwasser vom Platt, welches an der Quelle zutage tritt, verursacht oder

maßgeblich durch Schmelzwasser vom südlich exponierten Kirchturmeinzugsgebiet beeinflusst wird. Mit zunehmendem Abfluss deutlich über  $1 \text{ m}^3/\text{s}$ , welcher durch die fortschreitende Schmelze auf dem Platt ausgelöst wird, ist der Einfluss des zufließenden Wassers aus dem kleinen Kirchturmeinzugsgebiet vernachlässigbar. Während der Hauptschmelzphase auf dem Platt ist isotopisch leichtes Schmelzwasser in der Partnach durchgehend messbar. Im Laufe der Schneeschmelze lässt sich eine Veränderung der isotopischen Zusammensetzung hin zu schwereren Wasserbestandteilen beobachten, wobei eine gewisse Vermischung von unterschiedlich schweren Schmelzwässern aus den unteren und den oberen Bereichen des Zugspitzplatts anzunehmen ist. Während die Schmelze in den tiefergelegenen Arealen des Zugspitzplatts aufgrund der an den Höhengradienten gekoppelten Temperaturunterschiede schon fortgeschritten ist, beginnt die Schmelze in den oberen Flächen des Zugspitzplatts zu einem späteren Zeitpunkt. Das Schmelzwasser wird über das gesamte Zugspitzplatt betrachtet mit fortschreitendem Schmelzprozess isotopisch schwerer (vgl. Kap. 6.1.4). Somit bleibt das Partnachwasser während der Schmelzperiode vorübergehend isotopisch leicht und wird erst gegen Ende der Schmelzperiode isotopisch schwerer, sobald sich die Schmelze auf die verbleibenden Schneedecken im oberen Zugspitzplatt konzentriert und die tiefergelegenen Bereiche vom Brunntal aufwärts zunehmend ausapern. Anfang Juli nehmen die Schneemächtigkeiten auch in den oberen Zugspitzplattbereichen stark ab (vgl. Abb. 74). Auch der Abfluss ist seit dem ersten Spitzenabfluss mit über  $5 \text{ m}^3/\text{s}$  am 25. Juni 2016 rückläufig. Am 12. und 13. Juli 2016 steigt der Abfluss erneut auf  $4,7 \text{ m}^3/\text{s}$  an, welcher durch ein starkes Regenereignis von ca. 60 mm bei einer Temperatur um  $10^\circ\text{C}$  auf dem Zugspitzplatt ausgelöst wird. In dieser Zeit schmelzen die verbleibenden 20 cm Schnee an der Station LWD. Auch der Gehalt an schweren Isotopen im Partnachwasser nimmt in diesem Zeitraum stark zu. Gegen Ende der Schmelzperiode ist vermehrt die isotopische Signatur der flüssigen Niederschlagsereignisse an der Quelle messbar, welche die stärkeren Schwankungen des Isotopengehalts des Partnachwassers verursacht.

In diesem Kap. 6.1 wurde die isotopische Zusammensetzung der Partnach und der einzelnen Wasserkomponenten, die zum Abfluss beitragen, untersucht. Dies bildet damit die Grundlage, die Wasserkomponenten zu trennen und quantitativ zu bestimmen. Zusammen mit den Erkenntnissen über den Abflussprozess aus Untersuchungen des elektrischen Leitfähigkeitsverlaufs des Partnachwassers wird im nächsten Schritt mithilfe der Wasserisotope als natürlichem Tracer sowie der elektrischen Leitfähigkeit eine Abflusskomponentenseparation durchgeführt.

## 6.2 Komponentenseparation des Partnachwassers und verwendete Tracer

Eine chemische Hydrographenseparation ist ein nützliches Tool, um Abflussprozesse auf Wassereinzugsgebietsskala zu analysieren. Das Quellwasser am Partnach-Ursprung setzt sich aus dem vorhandenen Basisabfluss aus dem Karstwasserkörper und dem Direktabfluss aus Schmelz- und Niederschlagswasser zusammen. Die exakte Definition der beiden Wasserkomponenten hängt von dem eingesetzten Tracer ab (Wels et al. 1991, S. 254). In der vorliegenden Arbeit wurden die Verwitterungsprodukte  $\text{Ca}^{2+}$  und  $\text{Mg}^{2+}$  sowie die stabilen Wasserisotope, schwerer Sauerstoff 18 ( $^{18}\text{O}$ ) und schwerer Wasserstoff bzw. Deuterium ( $^2\text{H} / \text{D}$ ) verwendet. Der fundamentale Unterschied besteht nach Wels et al. (1991, S. 254) darin, dass sich der Isotopengehalt bei vernachlässigbaren Verdunstungsprozessen nur durch Mischungsprozesse ändert. Dagegen verändert sich die chemische Zusammensetzung infolge von Wechselwirkungen mit dem Boden und dem Festgestein. Durch die Verwendung von Isotopen als Tracer lässt sich eine Aussage über die Wasserherkunft treffen, wobei nach Sklash und Farvolden (1979) die isotopische Hydrographenseparation zwischen altem und neuem Wasser unterscheidet. Dahingegen liefern die geochemischen Tracer einen Hinweis über die Fließwege des Wassers (Sklash et al. 1979, zit. in: Wels 1991, S. 254). Dadurch können die Ergebnisse einer geochemischen und isotopischen Komponentenseparation voneinander abweichen, liefern aber oft sich ergänzende Informationen (Fritz et al. 1976; Sklash et al. 1976, zit. in: Wels et al. 1991, S. 254). Um eine Abflusskomponentenseparation dementsprechend durchzuführen, müssen sich die Tracerkonzentrationen der verschiedenen Komponenten signifikant voneinander unterscheiden.

Das übergeordnete Ziel der folgenden Unterkapitel besteht darin, die Beiträge der unterirdischen Abflüsse, bestehend aus tiefergelegenem alten Karstwasser in der gesättigten (phreatischen) Zone und dem Ereigniswasser, bestehend aus infiltrierendem Niederschlags- und Schmelzwasser, im Quellabfluss des alpinen Einzugsgebiets der Partnach quantitativ zu bestimmen.

### 6.2.1 Komponentenseparation mittels elektrischer Leitfähigkeit

Die elektrische Leitfähigkeit als natürlicher Tracer dient zur Bestimmung und Trennung von Wasser unterschiedlicher Herkunft im Gesamtabfluss der Partnach, nämlich von tiefem Karstwasser aus der phreatischen Zone und neu hinzukommendem Ereigniswasser aus Niederschlag und Schmelze. Durch Trennung dieser beiden Abflusskomponenten mittels der tracerbasierten Separation lässt sich der Anteil des tiefen Karstwassers berechnen und so ein Rückschluss über das Volumen des Wasserreservoirs in der phreatischen Zone ziehen. Die Zwei-Komponentenseparation

basiert auf einer einfachen Massenbilanzgleichung (McDonnell 1990, S. 455) unter Verwendung der elektrischen Leitfähigkeit als geochemischem Tracer (Pinder, Jones 1969, zit. in: Wels et al. 1991, S. 254):

**Gl. 16: Komponentenseparation mit elektrischer Leitfähigkeit**

$$Q_K = Q_P * \frac{C_P - C_E}{C_K - C_E}$$

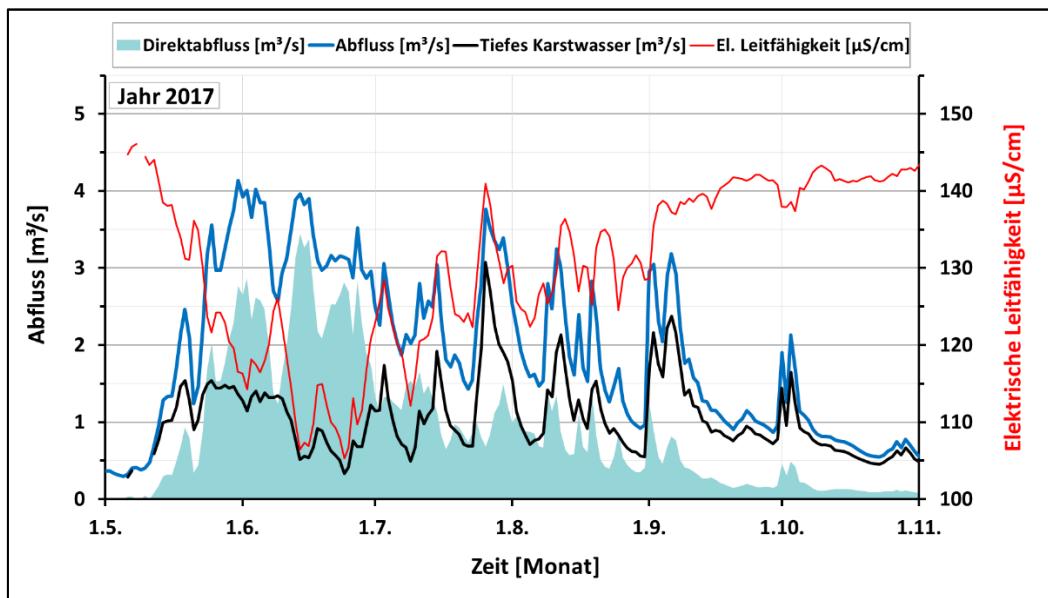
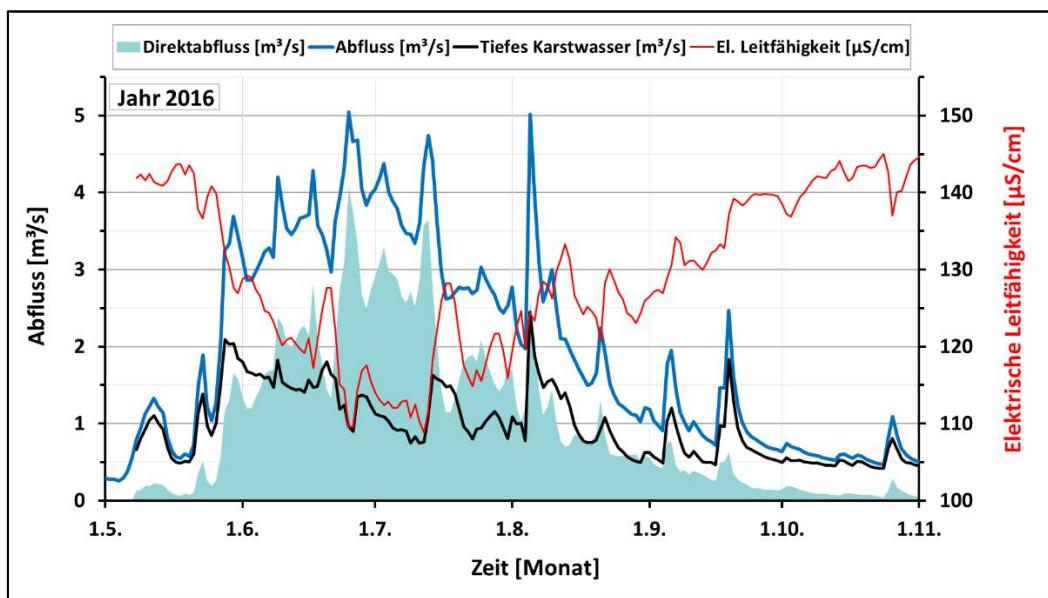
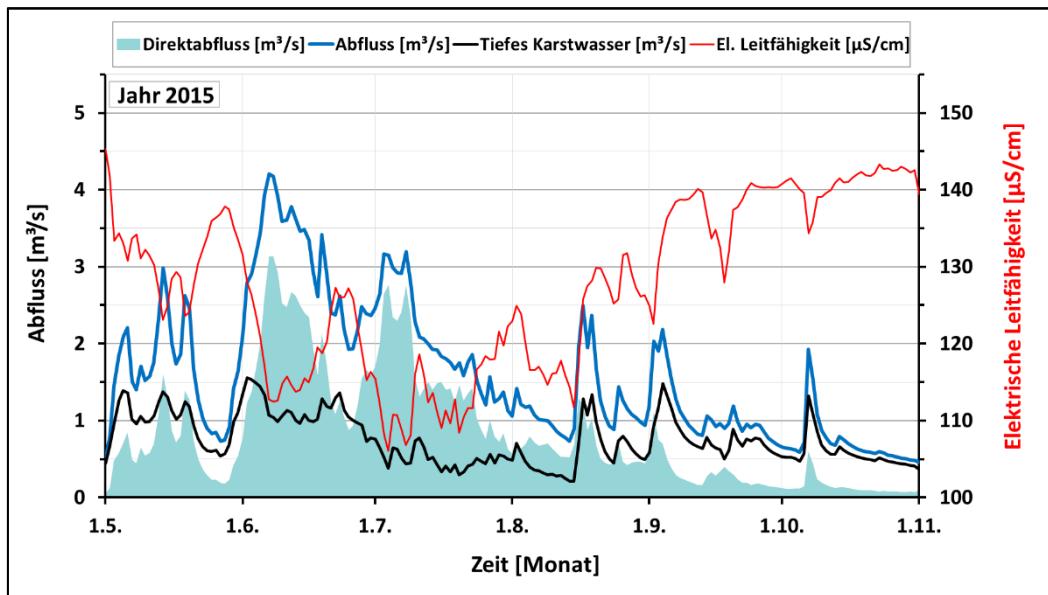
$$Q_E = Q_P - Q_K$$

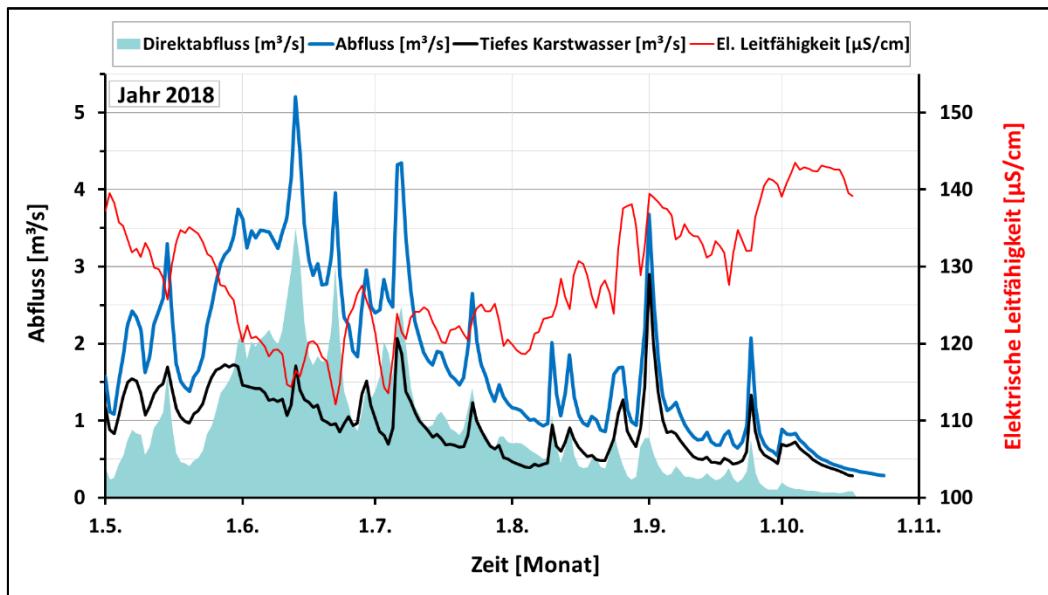
Q entspricht dem Abfluss, C der Lösungskonzentration des Partnachwassers P, des tiefen Karstwasser K und des neuen Ereigniswassers E. Die Tracerkonzentrationen der unterschiedlichen Wasserherkünfte müssen sich dabei deutlich unterscheiden, damit die Quellen identifiziert werden können.

Eine Separation der Abflussanteile durch Verwendung der elektrischen Leitfähigkeit konnte nur dann vorgenommen werden, wenn Leitfähigkeitswerte zur Verfügung standen. Zu niedrige Abflüsse unter 0,35 m<sup>3</sup>/s führten vor allem im hydrologischen Winterhalbjahr zu fehlerhaften Aufzeichnungen der Leitfähigkeitssonde und zur ungenauen Erfassung von Messdaten (vgl. 3.2), wodurch die Messungen der Leitfähigkeit z. B. im Abflussjahr 2016 erst ab dem 9. Mai beginnen konnten und im Herbst mit stark abnehmenden Abflussraten endeten.

Das infiltrierende Schmelzwasser wird zügig mit gelösten Ionen angereichert. Der Mineralisierungsgehalt von infiltrierenden Wässern ist aufgrund vorangehender Studien mit intensiven Untersuchungen (Hüttl 1999) und eigenen stichprobenartigen Messungen bekannt und wird entsprechend der Untersuchungsergebnisse mit einer elektrischen Leitfähigkeit von 100 µS/cm angesetzt.

Die Leitfähigkeit des hochmineralisierten tiefen Karstwassers lässt sich während Trockenwetterbedingungen messen und beträgt bis zu 150 µS/cm (vgl. Kap. 6.1.1). Mit diesen Annahmen lässt sich der Anteil des Ereigniswassers aus dem Gesamtabfluss berechnen. Die grafischen Darstellungen in Abb. 79 verbildlichen die Ergebnisse der berechneten Abflussanteile (schwarze Linie und blaue Fläche) mittels Komponenten-separation, den Verlauf des Abflusses (blaue Linie) und der elektrischen Leitfähigkeit (rote Linie) am Hilfspegel an der Partnach für die Sommerhalbjahre 2015 bis 2018.





**Abb. 79: Komponentenseparation von tiefem Karstwasserabfluss (schwarze Linie) und Direktabfluss (blaue Fläche) im Gesamtabfluss am Partnach-Ursprung (blaue Linie) unter Verwendung der elektrischen Leitfähigkeit als Tracer in den hydrologischen Sommerhalbjahren 2015 bis 2018.** Deutlich ist die zeitliche Variation der elektrischen Leitfähigkeit im Abfluss an der Pegelstation (rote Linie) zu erkennen.

Quelle: Eigene Berechnung und Darstellung.

Durch die grafische Darstellung der Mess- und Berechnungsergebnisse wird ein Einblick in die Funktionsweise des unterirdischen Karstes in der phreatischen Zone gewährt.

Immer dann, wenn genügend wenig mineralisiertes Infiltrationswasser in die phreatische Zone gelangt, wird altes höher mineralisiertes Wasser solange an der Partnachquelle an die Oberfläche gedrückt, bis das Ereigniswasser selbst durch den Druck von nachrückendem Wasser die phreatische Zone bis zur Quelle passiert und dadurch die elektrische Leitfähigkeit an der Quelle sinkt (vgl. Kap. 6.1.1). Bei permanentem Wasserzutritt während der Schneeschmelze nimmt die Leitfähigkeit mit zunehmendem Durchfluss daher graduell ab, solange die Durchflussrate durch den wassergesättigten Bereich während der Schmelzsaison nicht zurückgeht. Sobald die Aufenthaltszeit des durchfließenden Wassers im Karst und somit die Kontaktzeit für Nachlösungsprozesse steigt, wird auch ein zunehmender Mineralisationsgehalt des Quellwassers messbar. Steigt dann erneut die Durchflussrate, ist auch ein Anstieg der gemessenen elektrischen Leitfähigkeit mit zunehmender Schüttungsrate an der Quelle möglich, bis wieder die ersten Verdünnungseffekte zutage treten. Im Umkehrschluss bedeutet eine zunehmende Schüttungsrate nicht zwangsläufig eine abnehmende Leitfähigkeit. Der Verlauf der elektrischen Leitfähigkeit an der Quelle gibt damit eine Auskunft über das Mischungsverhältnis von Ereigniswasser und altem Karstwasser.

Das Ereigniswasser setzt sich aus Niederschlagswasser und aus Wasser der Schnee- und Gletscherschmelze zusammen, die sich bei der Verwendung dieses geochemischen Tracers aufgrund ähnlicher Leitfähigkeitseigenschaften nicht trennen lassen. Die zeitgleiche Betrachtung von Abfluss- und Leitfähigkeitsganglinie lassen insbesondere in den Monaten Juni und Juli den überwiegenden Hauptanteil des Gesamtabflusses dem Ereigniswasser zuschreiben, welcher maßgeblich aus der Schneeschmelze stammt. Dies lässt sich durch die Auswertung der Niederschlagsdaten und Schneedeckenmessungen eindeutig bestätigen. Tab. 14 zeigt auf einer zeitlichen Skala von einem Monat zusammenfassend eine Größenordnung des so ermittelten Ereigniswassersanteils im Gesamtabfluss. Demnach setzt sich der Abfluss beispielsweise im Juli 2015 zu 75 % größtenteils aus Schneeschmelzwasser und Niederschlag zusammen und nur 25 % sind Beimengungen des tiefen Karstwassers.

**Tab. 14: Anteil des monatlichen Direktabflusses am monatlichen Gesamtabfluss in Prozent.** Die Monate mit dem höchsten prozentualen Direktabflussanteil im hydrologischen Halbjahr sind „fett“ hervorgehoben.

Monat	2015	2016	2017	2018	Ø Monat
<b>Mai</b>	39,1	33,9	57,6	38,7	42,3
<b>Juni</b>	62,3	59,5	<b>72,5</b>	<b>61,8</b>	64,0
<b>Juli</b>	<b>75,3</b>	<b>67,6</b>	46,4	56,9	61,6
<b>August</b>	53,1	48,4	41,5	45,9	47,2
<b>September</b>	28,8	32,5	23,1	28,5	28,2
<b>Oktober</b>	19,4	17,4	18,3	18,6	18,4
<b>Ø SHJ</b>	46,3	43,2	43,2	41,7	43,6

Quelle: Eigene Berechnung und Darstellung.

Der Austauschprozess des tiefen Karstwassers verringert sich zum Ende der Schneeschmelze aufgrund abnehmender Infiltrationsraten, wodurch genügend Aufenthaltszeit für langsam ablaufende Nachlösungsprozesse vorhanden ist (Bögli 1978, S. 16 ff.). Durch den ansteigenden Mineralisierungsgehalt im Karstsystem wird das neue Ereigniswasser selbst wieder zu höher mineralisiertem Karstwasser. So lässt das bis dahin abgeflossene Wasser aus der Quelle ein Volumen des phreatischen Wassers und damit die Speichergröße dieser Wasserzone abschätzen. Mittels der elektrischen Leitfähigkeit als Tracer für die Karbonathärte ließ sich so ein Volumen von ca.  $12 \cdot 10^6 \text{ m}^3$  für den tiefen Karstwasserkörper ermitteln (Weishaupt, Wetzel 2017,

S. 55). Die berechneten Abflussmengen aus Direktabfluss und tiefem Karstwasser sind als Größenordnungen zu verstehen. Nachlösungsprozesse sind bei der Speicherberechnung nicht berücksichtigt, wodurch der Anteil des tiefen Karstwassers und somit Volumen des phreatischen Speichers eher überschätzt wird. Im Umkehrschluss fällt der Ereigniswasseranteil tendenziell größer aus. Zudem bestehen nicht messbare Unklarheiten darüber, inwiefern der Mineralisierungsgrad im unterirdischen Karstsystem beispielsweise durch Mischungskorrosion verändert wird. Mischungskorrosion findet statt, wenn sich Gleichgewichtswässer verschiedenen Kalkgehalts mischen, da die Funktionalbeziehung zwischen Kohlendioxidgehalt und Kalksättigung nicht linear ist (Bögli 1978, S. 37 f.). Aus diesem Grund ist dieser reaktive Tracer für eine genauere Berechnung nur bedingt geeignet, liefert aber dennoch einen eindeutigen Beweis für die Existenz eines bedeutend großen Hohlraumsystems unter dem Zugspitzplatt in der phreatischen Zone.

Zusammenfassend ist zu beobachten, dass sich der Verlauf der elektrischen Leitfähigkeit im Frühjahr gegenläufig zum Abfluss der Quelle verhält. Im Herbst dagegen steigt die elektrische Leitfähigkeit mit den Abflussmengen, solange langanhaltende ergiebige Niederschläge nicht zu einer Verdünnung des tiefen Karstwassers führen. Die langanhaltende Schmelze führt zu einer sukzessiven Verdünnung des tiefen Karstwassers in der phreatischen Zone. Dagegen geben kurze starke Niederschlagsereignisse im Sommer und im Herbst lediglich den Impuls an das tiefen Karstwasser weiter, wodurch die Schüttungsrate mit höher mineralisiertem Wasser steigt. Die Verweilzeit des nachrückenden Regenwassers ist aber in der phreatischen Zone ausreichend lang, sodass Nachlösungsprozesse stattfinden können und diese Wässer ebenfalls eine elektrische Leitfähigkeit wie das tiefen Karstwasser aufweisen. Außerdem sind nach Hüttl (1999, S. 106) während der Schneeschmelze die CO<sub>2</sub>-Gehalte des Wassers unter der Schneedecke nur geringen Schwankungen unterlegen und damit bleiben die Kalklösungsrationen weitgehend konstant. Die Schneedecke fungiert wie ein geschlossenes System. Sobald die Schneedecken wenige Zentimeter mächtig sind oder ausapern, besteht Austausch mit atmosphärischen Gasen, was zu einer Anreicherung mit CO<sub>2</sub> von Infiltrationswasser führt. Dieser Vorgang kann ebenfalls zu Lösungsprozessen im Karst führen. Die im nachfolgenden Kapitel dargestellte Komponentenseparation unter Verwendung der Wasserisotope als Tracer soll die Unsicherheiten von Lösungsprozessen im unterirdischen Karst reduzieren, da sich dieser Tracer im Vergleich zur elektrischen Leitfähigkeit konservativ verhält.

### 6.2.2 Komponentenseparation mittels stabiler Isotope

Das Ziel der Ganglinienseparation unter Verwendung der stabilen Isotope  $^2\text{H}$  und  $^{18}\text{O}$  besteht darin, die Abflussgenerationsprozesse besser zu verstehen und damit die Herkunft und Zusammensetzung des abfließenden Partnachwassers. Die isotopische Zusammensetzung von Infiltrationswasser wird im Gegensatz zur elektrischen Leitfähigkeit nicht von Mineralisierungsprozessen beeinflusst. Schmelzwasser ist nach der Infiltration in den Karstkörper von atmosphärischen Austauschprozessen abgekoppelt und kann von da an als nicht-reaktiver, konservativer Tracer zur genaueren Bewertung der Speichergröße der phreatischen Zone herangezogen werden.

Die isotopische Zusammensetzung des tiefen Karstwassers, welches das im Karstspeicher verbleibende Wasser aus den herbstlichen Infiltrationswässern darstellt, unterscheidet sich zunächst deutlich von der isotopischen Zusammensetzung des infiltrierenden Schmelzwassers im Frühjahr des Folgejahres (vgl. Kap. 6.1.2). Das erste an der Quelle hervortretende Wasser ist isotopisch deutlich schwerer als das Wasser aus der schmelzenden Schneedecke. Diese isotopische Differenz ist eine wichtige Voraussetzung für die Komponentenseparation von Ereigniswasser und tiefem Karstwasser.

Um die Beiträge der Zuflüsse aus Niederschlag sowie Schnee- und Gletscherschmelze im Gesamtabfluss zu quantifizieren, wurde als erste Vorgehensweise ebenfalls die einfache Mischungsgleichung nach Pinder und Jones (1969, zit. in: Wels et al. 1991, S. 254) verwendet, die auf der Massenbilanz der Tracerflüsse basiert. Die jeweiligen Abflussanteile unter Verwendung des Isotops  $^{18}\text{O}$  werden mit der gleichen Mischrechnung ermittelt, wie in Kap. 6.2.1 erläutert:

#### Gl. 17: Komponentenseparation mit $\delta^{18}\text{O}$

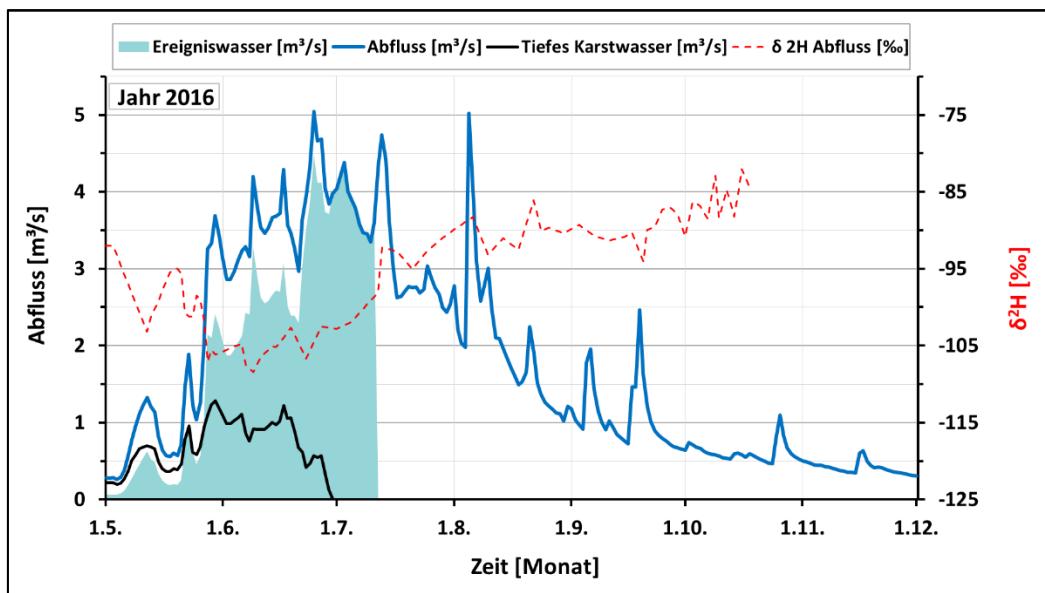
$$Q_{bas} = Q_{tot} * \frac{\delta^{18}\text{O}_{tot} - \delta^{18}\text{O}_{dir}}{\delta^{18}\text{O}_{bas} - \delta^{18}\text{O}_{dir}}$$

$$Q_{bas}[\%] = \frac{Q_{bas}}{Q_{tot}} * 100$$

Dabei ist  $Q_{bas}$  der Basisabfluss, welcher dem tiefen Karstwasser bzw. dem Vorereigniswasser entspricht. Dieses sind die ersten isotopisch schweren Wasserproben aus der Quelle, die den  $\delta^{18}\text{O}_{bas}$  bzw. den Deltawert des Sauerstoff-18 im Basisabfluss repräsentieren.  $Q_{dir}$  ist der Direktabfluss, der sich aus dem neuen Ereigniswasser aus Schneeschmelze und Niederschlag zusammensetzt. Die dazugehörigen  $\delta^{18}\text{O}_{dir}$  bzw. Deltawerte des Sauerstoff-18 im Direktabfluss wurden aus der Schneedeckenbasis während der Schmelzsaison genommen und sind zu Beginn der Schmelze isotopisch leicht.  $Q_{tot}$  ist der Gesamtabfluss am Pegel an der Partnach und  $\delta^{18}\text{O}_{tot}$  der Deltawert des

Sauerstoff-18 im Gesamtabfluss. Die Beprobung des Gesamtabflusses erfolgte durch automatische Probenehmer in der programmierten zeitlichen Auflösung. Die Gleichung ist äquivalent bei Verwendung des Deuteriumgehalts als Tracer anwendbar.

Die Anwendung des Separationsverfahrens wird dabei vor allem von der Verfügbarkeit analysierter Probendaten der Ereigniswässer eingeschränkt. Um die Variabilität des Schmelzwasserinputs über die Zeit annähernd abzubilden, wurde zwischen jedem verfügbaren Zeitabschnitt der Schmelzwasserprobe (vgl. Abb. 68 bis Abb. 70) linear interpoliert. Damit wurden verschiedene zeitlich kürzere Trendlinien mit unterschiedlichen Steigungen erzeugt. Abb. 80 stellt grafisch eine erste Abschätzung der berechneten Abflusskomponenten des Ereigniswassers (blaue Fläche) und des Basisabflusses des tiefen Karstwassers (schwarze Linie) zusammen mit dem Verlauf der Isotopengehalte des Partnachwassers (rote gestrichelte Linie) und der Abflussganglinie im Tagesmittel (blaue Linie) für das hydrologische Sommerhalbjahr 2016 dar. Die Berechnung des Ereigniswassers wurde zeitlich solange fortgeführt, wie Schnee großflächig auf dem Zugspitzplatt vorhanden war. Die Überprüfung erfolgte anhand der Schneehöhendaten der meteorologischen Stationen der UFS und den Schneewaagedaten der Station LWD (vgl. Abb. 74). Im Zuge der fortschreitenden Schneeschmelze können auch Niederschläge in flüssiger Form auftreten, die Einfluss auf die isotopische Zusammensetzung des Schmelzwassers haben können. Diese sind in dem separierten Ereigniswasser inbegriffen, welches sich überwiegend aus Schmelzwasser zusammensetzt und zu einem geringeren Anteil aus Regenwasser.



**Abb. 80:** Komponentenseparation von tiefem Karstwasserabfluss und Direktabfluss im Gesamtabfluss am Partnach-Ursprung unter Verwendung von Deuterium im hydrologischen Sommerhalbjahr 2016.

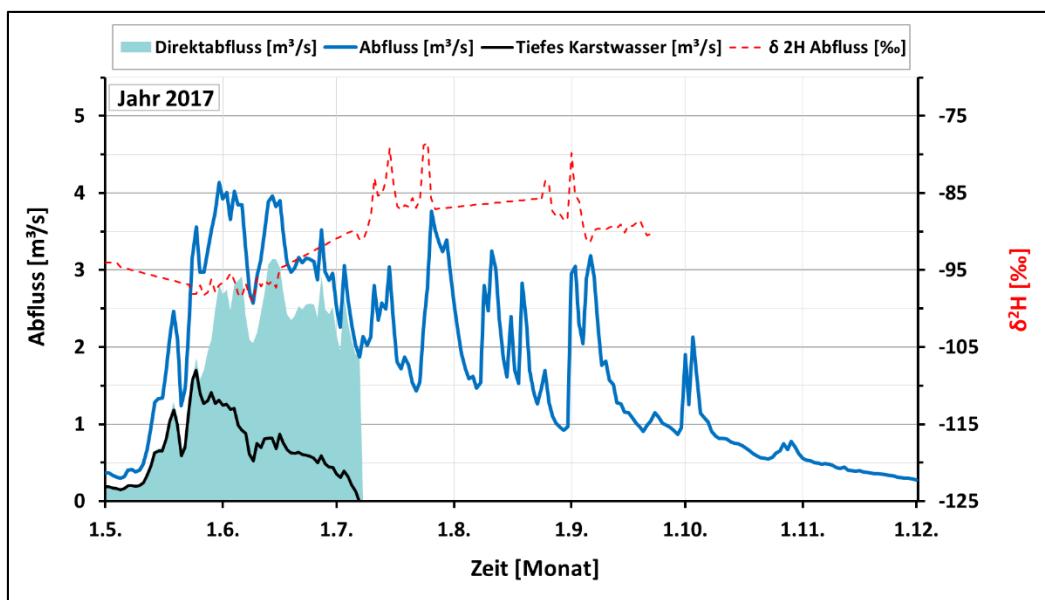
Quelle: Eigene Berechnung und Darstellung.

Durch die Analysen der elektrischen Leitfähigkeitsganglinien der Partnach ist bekannt, dass das erste Quellwasser der Partnach nicht aus der Schneeschmelze entstammt. Daher sind die ersten Proben des Partnachwassers im Frühjahr dem tiefen Karstwasser zuzuschreiben und damit ist die ursprüngliche isotopische Zusammensetzung des Basisabflusses bekannt. Mit dieser Kenntnis lassen sich Veränderungen des Isotopengehalts des Gesamtabflusses auf Beimengungen von Ereigniswasser rückführen. Durch die Verfügbarkeit von kontinuierlichen Partnachproben in einem zeitlichen Abstand von vier Stunden bis zu zwei Tagen kann der abnehmende Anteil des Basisabflusses über die Zeit nachvollzogen werden.

Das isotopisch schwerere Wasser aus dem Karst wird mit isotopisch leichterem Wasser aus der Schneeschmelze vermischt, was sich im Mai 2016 durch die Abnahme an schweren Isotopen im Partnachabfluss nachvollziehen lässt (vgl. Abb. 80). Die Wassermenge aus dem tiefen Karst nimmt zunächst aufgrund des nachdrückenden Schmelzwassers zu, während der Anteil des tiefen Karstwassers im Gesamtabfluss zeitgleich tendenziell abnimmt. Da die Voraussetzung, dass sich die Isotopengehalte der Abflusskomponenten deutlich unterscheiden, zu diesem Zeitpunkt erfüllt ist, lassen sich die Abflussanteile auch quantitativ trennen. Allerdings nimmt der Gehalt an schweren Isotopen mit fortschreitender Schmelze am Messpunkt an der Station LWD im Juni 2016 zu (vgl. Kap. 6.1.4, S. 132), während der Gehalt an schweren Isotopen im Partnachwasser zunächst noch abnimmt. Eine plausible Ursache liegt darin, dass der Isotopengehalt des Partnachwassers sukzessive von der isotopischen Zusammensetzung der Schmelzwässer aus höheren Lagen bestimmt wird, wo das Schmelzwasser aufgrund der später beginnenden Schmelze und des Höheneffektes (vgl. Kap. 3.6.2) isotopisch leichter ist als der Isotopengehalt des Schmelzwassers am Probenahmepunkt im zentralen Zugspitzplatt. Aufgrund des fehlenden Unterschieds im Isotopengehalt des Input- und Outputwassers ist eine Separation nicht mehr möglich. Aus diesem Grund nimmt der Schmelzwasseranteil im Gesamtabfluss ab einem bestimmten Zeitpunkt rechnerisch 100 % ein, sobald die Isotopengehalte von Partnachwasser und Ereigniswasser gleichermaßen übereinstimmen. Mit fortschreitender Schneeschmelze infiltriert zunehmend isotopisch schweres Schmelzwasser aus der Schneedecke in den Karstkörper und auch im Partnachwasser steigt jetzt der Anteil der schweren Isotopenfraktion. Bei gegebenenfalls auftretenden Niederschlägen auf die Schneedecke ist anzunehmen, dass diese aufgrund des Saisonalitätseffektes (vgl. Kap. 3.6.2) ebenfalls isotopisch schwer waren. Dadurch wird das Ereigniswasser isotopisch schwerer als das Quellwasser am Partnach-Ursprung und damit haben sich die Verhältnisse umgedreht. Bei Fortführung der Berechnung bedeutet dies, dass sich die Berechnungsverhältnisse umkehren, da der Schmelzwasseranteil den Gesamtabfluss übersteigen würde. Dies ist

in den grafischen Darstellungen in diesem Unterkapitel (Abb. 80 bis Abb. 82) durch die Bedingung, dass der Basisabfluss nicht kleiner als Null sein darf, unterbunden. Der Isotopengehalt an schwerem Deuterium im Ereigniswasser nimmt ab Mitte Juli im Jahr 2016 weiter zu. Das Ereigniswasser setzt sich inzwischen maßgeblich aus isotopisch schwerem Regenwasser zusammen und übersteigt den Gehalt des zur Separation festgelegten Basisabflusses aus der phreatischen Zone. Bei Fortführung des Rechenvorgangs würde der Basisabfluss schlagartig aufgrund des mathematischen Vorzeichenwechsels rechnerisch höher sein als der Gesamtabfluss. Der Berechnungsvorgang wurde daher bis zum Ende der Hauptschmelze terminiert. Der Rückgang der Schmelze durch ausapernde Schneedecken lässt sich anhand der Stationsdaten und auch durch den Verlauf der Leitfähigkeit im Partnachabfluss zeitlich eng eingrenzen.

Die Abflussanteile der Sommerhalbjahre 2017 und 2018 wurden mit derselben Methode berechnet und liefern ähnliche Ergebnisse (vgl. Abb. 81 und Abb. 82). Auch der Verlauf der isotopischen Zusammensetzung des Partnachwassers und der Verlauf des separierten Schmelzwasseranteils im Gesamtabfluss, welcher mit fortschreitender Schmelze zunimmt, ähnelt dem des Sommerhalbjahres 2016. Mit dem gleichen Vorgehen wurde der Berechnungsvorgang bei sich angleichenden Isotopengehalten von Ereigniswasser und des tiefen Karstwasser abgebrochen.



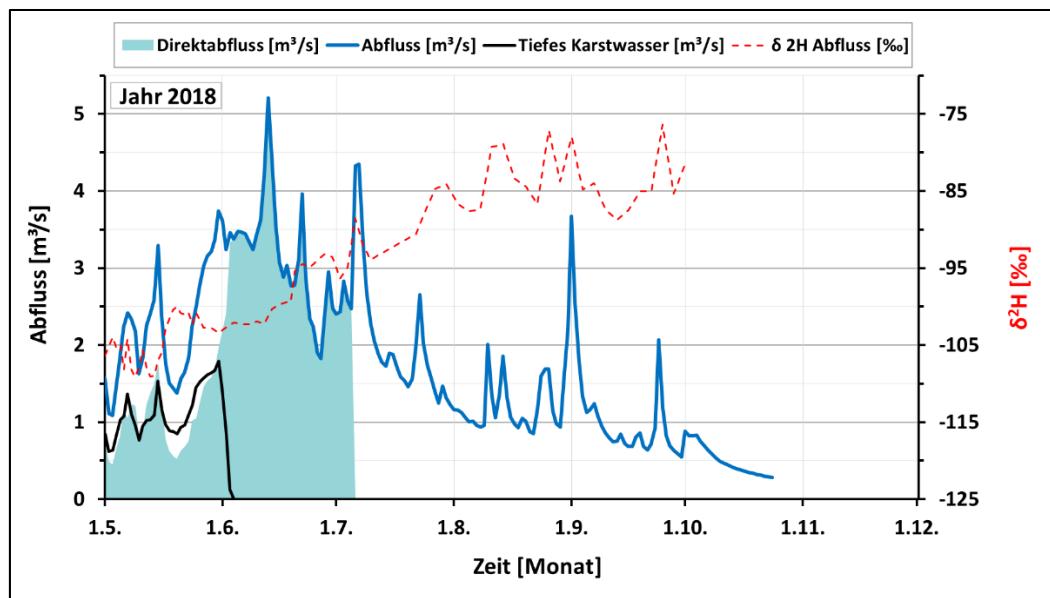
**Abb. 81: Komponentenseparation von tiefem Karstwasserabfluss und Direktabfluss im Gesamtabfluss am Partnach-Ursprung unter Verwendung von Deuterium im hydrologischen Sommerhalbjahr 2017.**

Quelle: Eigene Berechnung und Darstellung.

Zu Beginn der Schneeschmelze infiltriert isotopisch leichtes Wasser und zum Ende der Schneeschmelze das isotopisch schwerste Schmelzwasser (vgl. Kap. 6.1.4).

Dementsprechend wird das anfangs isotopisch schwere Partnachwasser aus dem tiefen Karst zunächst isotopisch leichter und anschließend mit fortschreitender Schmelze erneut isotopisch schwer. Sobald das infiltrierende Wasser überwiegend aus starken Regenereignissen resultiert, welche meist isotopisch schwerer sind als das Schmelzwasser, steigt der Abfluss der Partnach trotz abnehmender Schmelzraten und auch der Isotopengehalt an  $^2\text{H}$  bzw.  $^{18}\text{O}$  des Partnachwassers ist größeren Variationen unterlegen.

Im Jahr 2018 beginnt bereits Anfang Mai die Schmelze, welche schon jetzt in höheren Abflüssen resultiert (vgl. Abb. 82). Diese liegen zu diesem Zeitpunkt  $1 \text{ m}^3/\text{s}$  über dem Abflusstagesmittel im Mai 2017. Dementsprechend wird das Wasser aus dem tiefen Karst bereits zeitlich früher durch das nachrückende Schmelzwasser ausgetauscht. Daher ist die isotopische Zusammensetzung des Vorereigniswassers bzw. des tiefen Karstwassers unbekannt. Für die Bestimmung der Isotopengehalte des tiefen Karstwassers wurden daher die Werte aus den Vorjahren herangezogen. Dies beinhaltet für das Separationsverfahren eine gewisse Unsicherheit, ob der Isotopengehalt des tiefen Karstwassers tatsächlich gleich war.



**Abb. 82: Komponentenseparation von tiefem Karstwasserabfluss und Direktabfluss im Gesamtabfluss am Partnach-Ursprung unter Verwendung von Deuterium im hydrologischen Sommerhalbjahr 2018.**

Quelle: Eigene Berechnung und Darstellung.

Mit dem Zeitpunkt, ab dem der Gehalt schwerer Isotope im Partnachwasser abnimmt, lässt sich ein Rückschluss auf die Größe des Speichers durch das bis dahin abgeflossene phreatische Wasser ziehen. Nach einsetzender Schneeschmelze konnte so für die untersuchten Jahre 2016 bis 2018 ein Mindestvolumen zwischen  $4,5 \cdot 10^6 \text{ m}^3$  und  $5,5 \cdot 10^6 \text{ m}^3$  berechnet werden, das aus dem tiefen Grundwasserkörper stammen muss.

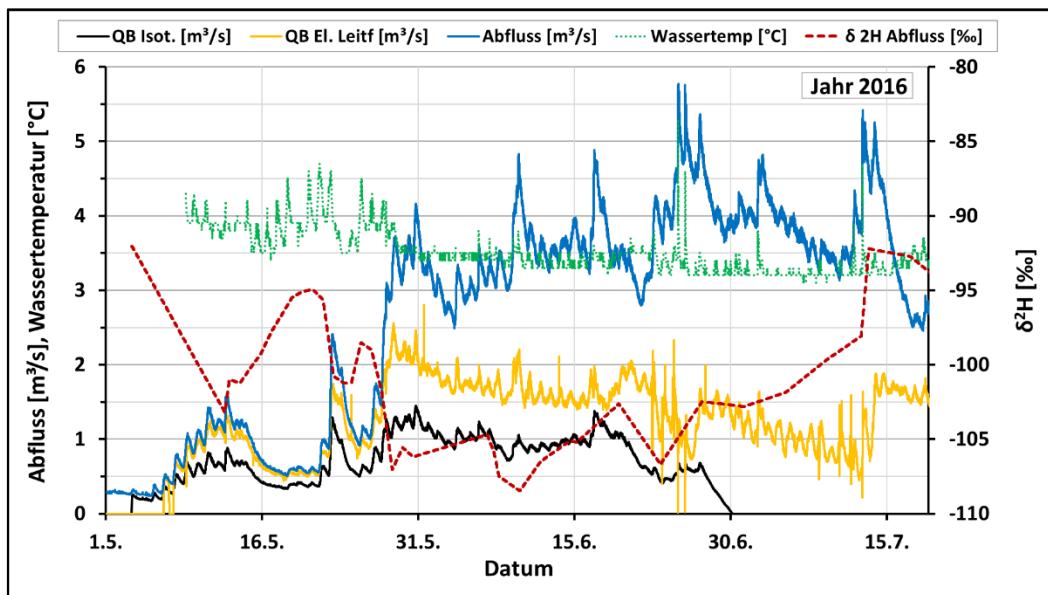
Zusammenfassend weist diese Methodik aufgrund der unterschiedlichen Isotopengehalte der Schneedecke über die Höhe und die komplexen Schmelzvorgänge im Einzugsgebiet Unsicherheiten auf und auch die Datengrundlage, insbesondere des Inputwassers, ist stellenweise unzureichend. Dementsprechend sind der Einsetzbarkeit des Zwei-Komponentenseparationsverfahrens Grenzen gesetzt. Dennoch lässt sich mit dieser Methodik am Anfang der Schneeschmelzsaison anhand der vorhandenen Messdaten der Anteil des Basisabflusses vom Schmelzwasser eindeutig trennen. Unter der Annahme, dass der Abfluss vor Beginn des hydrologischen Sommerhalbjahres ausschließlich aus der phreatischen Zone des Karstes stammt, lässt sich ein Volumen für den Karstspeicher im phreatischen Bereich berechnen. Der Einsatz der stabilen Wasserisotope als natürlicher Tracer gewährt einen Einblick in die austauschbare phreatische Zone unter dem Zugspitzplatt, welcher bei ausschließlicher Betrachtung des Schüttungs- und Auslaufverhaltens der Partnachquelle beispielsweise durch die Berechnung von Trockenwetterfalllinien verborgen bleibt. Die Abschätzung des unterirdischen Karstspeichers in der phreatischen Zone beschränkt sich auf jenen Abschnitt, der regelmäßig durch nachrückende Wasserflüsse ausgetauscht wird. Ob sich im phreatischen Bereich Areale befinden, die von dem durchströmenden Wasserfluss abgeschnitten sind, lässt sich hierbei nicht beantworten. Demnach ist nicht abschließend festzuhalten, dass die gesamte Karstspeichergröße unter dem Zugspitzplatt erfasst wurde.

### 6.2.3 Vergleich der eingesetzten Tracer

Für die Separation der Abflusskomponenten wurden die elektrische Leitfähigkeit sowie schwere Wasserisotope als Tracer verwendet. Die Berechnungsergebnisse beider Vorgangsweisen und die eingesetzten Tracer sollen in diesem Kapitel verglichen und diskutiert werden. Mit Verweis auf die Unterkapitel 6.1 und 6.2 ändert sich die Wasserherkunft am Partnach-Ursprung im Jahresverlauf. Das erste Wasser stammt aus dem tiefen Karst, welches vor allem aus dem Vorjahr stammt. Mit Beginn der Schneeschmelze im Frühjahr wird im Partnachabfluss das Karstwasser des Vorjahres sukzessive von rezentem Schmelzwasser ersetzt, welches bis in den Sommer hinein den überwiegenden Anteil des Quellwassers bildet. Dazu mischen sich verstärkt bis in den Sommer infiltrierende Niederschläge aus Regenereignissen, welche je nach Intensität und Dauer des Niederschlags größere oder geringere Abflussanteile des Partnachgesamtabflusses einnehmen. Am Ende der Schneeschmelzsaison wird der Partnachabfluss zunehmend pluvial geprägt. Außerdem kommt im späten Sommer nach dem Ausapern der flächendeckenden Schneedecken in geringem Umfang

Schmelzwasser der schwindenden Gletscherreste des Nördlichen und Südlichen Schneeferners und kleinere Schneereste auf dem Zugspitzplatt hinzu.

In Kap. 6.2.1 und Kap. 6.2.2 zeigte sich, dass die Verwendung der Tracer für die Zwei-Komponentenseparation des Partnachwassers grundsätzlich möglich ist, jedoch bei beiden Vorgehensweisen bestimmte Unsicherheiten zu berücksichtigen sind. Die Verwendung der Isotope als Tracer verspricht zunächst eine verlässlichere quantitative Abtrennung des Schmelzwassersanteils, da sich dieser Tracer im Vergleich zu der elektrischen Leitfähigkeit konservativ verhält und sich die isotopische Zusammensetzung der unterirdisch abfließenden Wässer nur durch Mischungsvorgänge ändert (Klaus, McDonnell 2013, S. 59). Im Gegensatz dazu verhält sich die elektrische Leitfähigkeit als Tracer reaktiv, da sich die Wasserleitfähigkeit des unterirdisch abfließenden Wassers durch Anreicherung mit Mineralien verändert. Abb. 83 zeigt für das Beispieldatum 2016 allerdings, dass die Berechnungen beider Zwei-Komponentenseparationsverfahren zeitweise, insbesondere zu Beginn der Schmelzsaison, ähnliche Ergebnisse liefern.



**Abb. 83: Vergleich der separierten Basisabflüsse unter Verwendung von Deuterium (schwarze Linie) und der elektrischen Leitfähigkeit (gelbe Linie) vom Gesamtabfluss am Partnach-Ursprung (blaue Linie) in der Schmelzsaison im Jahr 2016.** Die Ganglinie der Wassertemperatur der Partnach (grün gestrichelte Linie) und der isotopischen Signatur der Partnach (rot gestrichelte Linie) weisen bei überwiegenden Schmelzwasseranteilen eine ausgeglichene Charakteristik auf im Vergleich zu Karstwassereinflüssen oder Einflüssen aus starken Regenereignissen.

Quelle: Eigene Berechnung und Darstellung verändert nach Weishaupt und Wetzel (2019).

Beide Separationsergebnisse zeigen bei den ersten auftretenden Abflüssen einen übereinstimmenden Verlauf. Zu Beginn der Schneeschmelze setzt ich das Wasser der

Partnach größtenteils aus tiefem Karstwasser zusammen und der Schmelzwasseranteil nimmt im jahreszeitlichen Verlauf zum Sommer hin zu. Das Wasser aus der phreatischen Zone nimmt durch die längere Aufenthaltsdauer im Untergrund die Temperatur des umliegenden Gesteins an und liegt direkt am Quelltopf gemessen im Tagesmittel bei ca. 3,4 °C (vgl. Abb. 83). Bei überwiegend schmelzwasserbeeinflusstem Abfluss ist zudem festzustellen, dass die Wassertemperaturganglinie nur noch geringen Schwankungen unterlegen ist und bei ca. 3,4 °C stagniert. Der abnehmende Karstwasseranteil und der Austritt des Schmelzwassers an der Quelle führen auch zu einer leichten Temperaturabnahme Anfang Juni bis Mitte Juli um 0,2 °C. Kurzzeitige Schwankungen der elektrischen Leitfähigkeit nach unten und zeitgleich der Wassertemperatur nach oben, wie beispielsweise am 24. und 25. Juni 2016, können von den Zuflüssen des oberflächlichen Kirchturmeinzugsgebiets hervorgerufen sein.

Ein weiterer Aspekt ist, dass die Abnahme des berechneten Karstwasseranteils beim Vergleich der beiden im Separationsverfahren verwendeten Tracer elektrische Leitfähigkeit und stabile Wasserisotope unterschiedlich schnell verläuft. Eine mögliche Ursache stellen die Nachlösungsprozesse im Ereigniswasser dar, die einen hohen Mineralisierungsgrad des Partnachwassers hervorrufen. Dadurch wird im Vergleich zum Separationsverfahren auf Basis der stabilen Isotope ein höherer Karstwasseranteil berechnet bzw. rechnerisch ein Teil des Ereigniswassers dem tiefen Karstwasser aufgeschlagen. Aber auch die Datenerhebung der Wasserisotope als Tracer ist beschränkt aussagefähig. Denn unter der Schneedecke abgefangene Schmelzwasserproben aus dem zentralen Zugspitzplattgebiet fließen in geringer Anzahl in die Berechnung mit ein unter der Annahme, dass diese punktuell erhobenen Messdaten repräsentativ für das Einzugsgebiet mit großem Höhengradienten sind. Eine höher aufgelöste Beprobung ließe sich nur mit Personal vor Ort oder einer entsprechenden Infrastruktur realisieren. Daher wurde zwischen jedem verfügbaren Zeitabschnitt einer Schmelzwasserprobe für die Abschätzung des variierenden Isotopengehalts des Schmelzwassers linear interpoliert (vgl. Kap. 6.1.4). Sind nur einzelne Schmelzwasserproben vorhanden, ist auch die Berechnung des Inputs durch ein Regressionsmodell über die Schmelzwasserdaten denkbar. Aufgrund der geringen Probenanzahl von Schmelzwasser wurde die isotopische Zusammensetzung der Proben aus der Schneebasis, sobald diese einen hohen Flüssigwasseranteil aufweist, repräsentativ für das infiltrierende Schmelzwasser angenommen und in die Hydrographenseparation einbezogen.

Im Jahr 2016 konnten beispielsweise ab dem 1. April am Pegel die ersten Schmelzwasserhydrographen aufgezeichnet werden. Diese bestehen aus Basisabfluss aus der phreatischen Zone, welcher durch nachrückendes Schmelzwasser verdrängt

wird, sowie aus Oberflächenabfluss aus dem angrenzenden Kirchturmeinzugsgebiet. Die ersten Abflüsse bis Anfang Mai liegen deutlich unter  $0,5 \text{ m}^3/\text{s}$ . Das erste Schmelzwasser stammt aus den tief gelegenen Bereichen des Zugspitzplatts und dem Übergang ins Reintal, von dem allerdings keine Schmelzwasserproben vorhanden waren. Am Schneemessfeld auf ca. 2.400 m, dem Ort der Probenahme, war zu diesem Zeitpunkt über die gesamte Schneeprofiltiefe noch ein starker Kälteinhalt messbar und auch keine Schmelzformen vorhanden, wodurch Schmelzwässer aus diesen Höhen ausgeschlossen werden können. Mit ansteigenden Lufttemperaturen auf dem Zugspitzplatt werden bei der zeitlich hochauflösten Darstellung der Abflüsse in Abb. 83 die tagesbedingten Abflussschwankungen sichtbar. Die höheren Temperaturen über Tag und die Abkühlung über Nacht führen zu variierenden Quellschüttungsraten im Tageszyklus mit tendenziell steigenden Abflüssen. Dies ist auch der Stichtag für Separierung der Abflussanteile, welche zunächst nur aus Schmelzwasser und dem tiefen Karstwassers bestehen. Für die Separation der Wasserkomponenten ist außerdem zu beachten, dass das Auftreten von Schmelzwasser aufgrund der Exposition unterschiedlich schnell entlang des Höhengradienten auftritt. Obwohl ungefähr 300 Höhenmeter zwischen der Station Süd auf ca. 2.300 m ü. NHN und der Station Ost auf ca. 2.000 m ü. NHN liegen, tritt die Schmelze zeitlich ähnlich auf. Die Schneehöhe an der Station Ost betrug Ende März ca. 20 cm, an der Station Süd ca. 50 cm und an der Station LWD, etwa weitere 150 Höhenmeter über der Station Süd, ca. 260 cm ohne erkennbare Schmelzformen an der Schneebasis.

Im Zuge der Schmelzsaison wird im Abfluss durch das Separationsverfahren erkennbar, dass neues Schmelzwasser und tiefes Karstwasser häufig zeitgleich auftreten und sich die Anteile abhängig von Zeit und Gesamtabflussvolumen ändern. Um den 12. bis 14. Mai 2016 ist zudem erkennbar, dass ab etwa  $1 \text{ m}^3/\text{s}$  Abfluss der Anteil des Schmelzwassers steigt und bei abnehmenden Abflüssen prozentual sinkt. Dies spricht für die Hypothese, dass schnellere Abflusswegigkeiten in der vadosen Zone aktiviert und die zeitlich längere Passagen durch die phreatische Zone teilweise übersprungen werden. Nimmt der Gesamtabfluss beispielsweise Ende Mai 2016 infolge von großen Schneeschmelzmengen stark zu, so steigt auch der Durchfluss durch die Karstgänge und -spalten im vadosen Bereich solange an, wie diese Fließwege hydraulisch belastbar sind. Durch die hydrostatisch auf den phreatischen Bereich wirkende, zunehmende Druckeinwirkung steigt auch der Basisabfluss aus dem tiefen Karst bis  $1,5 \text{ m}^3/\text{s}$  im Jahr 2016 an, bis das alte Karstwasser durch nachrückendes Schmelzwasser verdrängt wird. Obwohl anzunehmen ist, dass der Abflussbeitrag aus der phreatischen Zone bei gleichbleibendem Gesamtabfluss stagniert, nimmt der tiefe Karstwasseranteil ab Mitte Juni bis Ende Juni im Jahr 2016 ab, da dieses alte Wasser im phreatischen Bereich des

Karstes zunehmend einen hohen Verdünnungsgrad durch Schmelzwasser erfährt bis schließlich ein weitgehender Austausch in diesem Bereich der phreatischen Zone stattgefunden hat. Im Sommer wird auch der nun mit Schmelzwasser dauerhaft gefüllte Bereich sukzessive durch nachrückendes Regenwasser ausgetauscht, welches bei zurückgehenden Gesamtabflüssen im Herbst zum tiefen, alten Karstwasser des Folgejahres wird, womit der Zyklus von neuem beginnt.

Höhlenforschungen auf dem Zugspitzplatt ergaben, dass eine Vielzahl an Höhlen und Schächten bis in über 70 m Tiefe existiert (Thein 1958, S. 84 ff.). Nach Mitteilungen des Verbandes der deutschen Höhlen- und Karstforscher e.V. (2012) wurde beispielsweise der Finkenschacht bis auf über 130 m Tiefe erforscht. Thein (1958, S. 87) nimmt an, das trockenliegende Höhlen in früheren Zeiten wasserführend waren und bezieht sich auf die ehemals größere Ausdehnung des Schneeferners. Das Vorhandensein ausgeprägter Karstverwitterung bis in tiefere Schichten des Zugspitzplatts stützt den angenommenen Austauschprozess im phreatischen Bereich, welcher parallel zu Abflussvorgängen in der darüber liegenden vadose Zone durch vielfältige und unterschiedlich schnelle Fließwege stattfindet.

Die in diesem Kapitel ausgearbeiteten und dargestellten Ergebnisse beweisen die geohydrologisch und schneehydrologisch komplexen Abflussvorgänge im Einzugsgebiet der Partnachquelle. Als Resultat bleibt festzuhalten, dass die Anwendung des Zwei-Komponentenseparationsverfahren zur Berechnung der Abflusszusammensetzung grundsätzlich mit den hier verwendeten Tracern möglich ist. Für die Quantifizierung der gesamten Schmelzwassermenge ist auf die Unterstützung der herkömmlichen Messinstrumente wie die Schneehöhensensoren, Niederschlags- und Schneewaagen zurückzugreifen. In der anschließenden Diskussion wird auf Unsicherheiten der in diesem Kapitel behandelten Methodik und Tracer eingegangen und Rahmenbedingungen für eine genauere quantitative Ermittlung zur Berechnung der Abflusskomponenten werden vorgeschlagen.

## 7 Diskussion der Auswertungsergebnisse

Die vorliegende Arbeit gibt einen Überblick über hydrologische Prozesse am Zugspitzplatt mittels einer quantitativen Einschätzung auf Grundlage erhobener Messdaten. Im Folgenden werden deren Erhebungsergebnisse sowie die Unsicherheiten der Messmethodik kritisch betrachtet. Hervorhebend ist anzumerken, dass die Hydrologie der alpinen Hochgebirge bisher im Vergleich zu den umliegenden Vorländern unterrepräsentativ untersucht ist, obwohl gerade dort die Voralpenflüsse gespeist werden und die größten Mengen an Niederschlagswasser durch orografische Effekte generiert werden.

In Kap. 3 wurden die messtechnischen Schwierigkeiten und etwaigen Ungenauigkeiten der Messeinrichtungen sowie die Fehler bei der Datenerhebung dargestellt, welche eine Plausibilitätskontrolle und eine Datenaufbereitung erfordern. Insbesondere die Messungen des Festniederschlags zeigen große Messunsicherheiten und auch Messverfälschungen, wie beispielsweise durch Winddrift verfrachteter und aufgewirbelter Schnee, welcher als Niederschlag durch die Messsysteme erfasst wird. Dennoch geben die einzelnen Messstationen, welche in unterschiedlichen Höhenlagen installiert sind, einen Einblick in Niederschlagsverteilung im Zugspitzgebiet. Entgegen der gängigen Erfahrungen konnte im Einzugsgebiet der Partnach kein eindeutiger Niederschlagsgradient entlang der Höhe festgestellt werden. Allerdings werden insbesondere die Festniederschläge, deren Anteil im Gesamtjahresniederschlag mit zunehmender Geländehöhe aufgrund der abnehmenden Temperatur steigt, zumeist in zu geringem Umfang erfasst. Mit den punktuell erfassten Niederschlagsmengen lässt sich der Gesamtniederschlag für das Einzugsgebiet der Partnach berechnen und anhand der Abflussmessungen an der Pegelstation vergleichen und validieren. Auf einer mehrjährigen zeitlichen Skala sollten die Niederschlagsmengen abzüglich der angenommenen Verdunstungsmenge mit den Abflussmengen etwa übereinstimmen. Die Einzugsgebietsgröße und die ungefähren Fließwege sind durch intensive geohydrologische Untersuchungen mittels Markierungsstoffe bekannt und die Abflussmessungen funktionieren zuverlässig, wodurch die berechnete Abflussmenge für das Einzugsgebiet beim Vergleich mit der berechneten Niederschlagssumme eine gute Validierungsgrundlage der Niederschlagsmessungen darstellt. Auch hier lässt der Vergleich eine zu gering erfasste Niederschlagsmenge vermuten. In früheren Studien wurden mit den meteorologischen Daten der Bergwetterwarte des DWD Rückschlüsse für die meteorologischen Größen auf dem Zugspitzplatt getroffen (Hagg et al. 2012; Hüttl 1999; Zöttl 1951). Die berechtigte Annahme eines kontinuierlichen Niederschlagsgradienten bis zum Zugspitzgipfel kann durch die eigenen Erhebungen

entkräftet werden. Die Niederschlagsmengen auf dem Zugspitzplatt übersteigen die des Zugspitzgipfels. Eine Ursache ist möglicherweise die Plattenrandung durch Bergketten, die das Platt wie eine Sammelwanne für Niederschläge wirken lässt. Aber auch die exponierte Lage des Gipfels kann zu erhöhten Messfehlern durch deutliche Unterschätzung des Niederschlags führen.

Trotz der Unsicherheiten in den Niederschlagsmessungen lassen sich die Abflussprozesse und die quantitative Betrachtung der Abflusszusammensetzung durch die Anwendung von Tracern genauer untersuchen. Um die Abflussanteile zu separieren, wird lediglich die Tracerkonzentration der einzelnen Komponenten und die Gesamtabflussmenge für das Berechnungsverfahren benötigt. In Kap. 6.1 werden die Tracer der einzelnen Abflusskomponenten beschrieben, welche in Kap. 6.2 in die Berechnung des Separationsverfahrens eingehen. Sowohl die elektrische Leitfähigkeit als auch die Isotope des Wassers als Tracer liefern wertvolle Hinweise, die zu einem besseren Prozessverständnis der Abflussvorgänge im Karst des Zugspitzplatts beitragen (Wels et al. 1991). Dennoch sollen nachfolgend einige kritische Aspekte über Unsicherheiten der Berechnungsergebnisse der Zwei-Komponentenseparation bei Verwendung dieser Tracer näher ausgeführt werden.

Die **elektrische Leitfähigkeit** des Partnachwassers kann direkt vor Ort mit einem Handmessgerät oder an festen Stellen mit Sonden kontinuierlich gemessen werden, was die Datenerhebung erleichtert. Für die Ereigniswässer werden aufgrund vorangegangener intensiver Studien (vgl. Kap. 2.5) und eigener Messungen Annahmen über die elektrische Leitfähigkeit für das gesamte Infiltrationswasser des Zugspitzplatts getroffen. Die Heterogenität der Oberflächenbeschaffenheit und der Temperaturgradient über die Höhe haben Einfluss auf das Lösungsvermögen von infiltrierendem Wasser. Auch die wirkliche Niederschlagsverteilung und -dauer, die Intensitätsverläufe der Niederschläge und auch die Niederschlagsart beruhen auf Abschätzungen bezogen auf punktuelle Niederschlagsaufzeichnungen an vier Standorten auf dem Zugspitzplatt. Die Niederschlagsmenge und -art beeinflussen zusätzlich die elektrische Leitfähigkeit des Infiltrationswassers. Niedrige Wasserstände am Pegel führten zudem zu fehlerbehafteten Messwerten durch Lufteinispülungen, wodurch die Daten für die Separationsmethode bei sehr niedrigen Abflüssen nicht verwertbar waren. Jedoch sind diese quantitativ nicht von Bedeutung.

Die separierten Abflussvolumina von tiefem Karstwasser und Ereigniswasser sind bei dieser Methodik der Zwei-Komponentenseparation mit der elektrischen Leitfähigkeit als Tracer nicht als exakte Mengenbestimmung zu verstehen, sondern repräsentieren eher Größenordnungen. Für eine exakte Quantifizierung der Abflusskomponenten ist die

elektrische Leitfähigkeit im Gebiet als Tracer eher ungeeignet, da der Mineralgehalt des infiltrierenden Schmelz- und Niederschlagswassers nur näherungsweise abgeschätzt werden kann. Zudem kann der Ionengehalt des Perkolationswassers stark variieren, da dieser von Nachlösungsprozessen beeinflusst wird. Diese hängen wiederum u. a. von der Durchflussmenge des Wassers ab (Bögli 1978; Ford, Williams 2007; Zötl 1974). Geringere Infiltrationsmengen haben im Vergleich zu großen Infiltrationsmengen selbst bei angenommen gleichen Fließgeschwindigkeiten und sonst exakt gleichen Lösungsbedingungen wie gleicher Wassertemperatur und gleichem Kohlenstoffdioxidgehalt eine größere Kontaktfläche zum Gestein im Verhältnis zum Wasservolumen. Dadurch kann die infiltrierende geringere Wassermenge aufgrund intensiverer Lösungsprozesse durchschnittlich mit mehr Mineralien angereichert werden, so dass die gesamte gelöste Kalkmenge in derselben Zeiteinheit dieselbe ist (Bögli 1978; Ford, Williams 2007). So ist ein Verdünnungseffekt durch das Messen der elektrischen Leitfähigkeit nicht mehr erkennbar, da das infiltrierende Niederschlags- und Schmelzwasser selbst zu altem Karstwasser wird. Dieser Effekt tritt zunehmend im Herbst auf, wenn die Schüttungsraten insgesamt abnehmen.

Inwieweit die Durchflussrate durch die vadose und phreatische Zone und damit verbunden die Aufenthaltsdauer Einfluss auf Nachlösungsprozesse des Wassers bewirken, muss als Unsicherheitsfaktor bei diesem Verfahren gewertet werden. Hinzu kann Mischungskorrosion auch unter der Karstwasseroberfläche stattfinden, wenn durch das Zusammentreffen zweier kalkgesättigter Wässer beispielsweise aus dem südlichen und dem nördlichen Plattbereich das Kalk-Kohlensäure-Gleichgewicht verändert wird (Hölting, Coldewey 2013, S. 166). Das Mischwasser kann dadurch Nachlösungsprozesse bewirken. Nach längerer Aufenthaltszeit im wassergesättigten Bereich kann von einer guten Vermischung der Wässer ausgegangen und das Nachlösungsvermögen von der Durchflussrate und Aufenthaltsdauer abhängig gemacht werden. Die Quellwassertemperatur ist im Jahresverlauf nur kleinen Änderungen unterlegen, wodurch das maximale Lösungsvermögen temperaturbedingt nur eine geringe Unsicherheit darstellt. Ein großer Vorteil der elektrischen Leitfähigkeit liegt darin, dass die Messung ohne großen Aufwand in hoher zeitlicher Auflösung direkt vor Ort im Abfluss der Partnach vorgenommen werden kann. Anhand der Leitfähigkeitsganglinien und Abflussganglinien sowie den Leitfähigkeitswerten des Infiltrationswassers lassen sich in Verbindung mit den bestehenden Vorkenntnissen über die Abflussprozesse erste Abschätzungen über die Wasserherkunft und Verweilzeiten im Karstsystem treffen.

Dagegen stellt die Separation der Wasserkomponenten mittels der **Isotope als Tracer** eine besondere Herausforderung im alpinen Raum dar, da durch den großen vertikalen Geländehöhenunterschied die Schmelzwässer aus den unterschiedlichen Höhen

aufgrund des Isotopenhöheneffektes eine variable isotopische Zusammensetzung aufweisen. Durch die schwierige Erreichbarkeit und die extremen klimatischen Bedingungen konnten im Gegensatz zur leichten Probengewinnung an der Partnach mit automatisierten Probenehmern verhältnismäßig wenige Proben des Wasserinputs gewonnen werden, der sich im Jahresverlauf aus Schmelzwasser und Flüssigniederschlagswasser zusammensetzt. Herausforderungen der Probenahme der einzelnen Abflusskomponenten wurden in Kap. 3.5 erläutert. Die Möglichkeit der Zugänglichkeit und der Probenahmeaufwand äußerten sich in der unterschiedlichen Anzahl an Messdaten für die Abflusskomponenten, welche für die weitere Auswertung zur Verfügung standen. Die genommenen Wasserproben waren zunächst in einem geeigneten Labor massenspektrometrisch zu messen und auszuwerten. Trotz genauer und sorgfältiger Arbeitsweise können Fehler bei der Probenahme und Probenaufbereitung nicht zu 100 % ausgeschlossen werden. In der weiteren Diskussion über Unsicherheiten des Separationsverfahrens wird die Beprobung ausgeklammert. Bei der Verwendung der stabilen Wasserisotope als Tracer ist zu berücksichtigen, dass jede einzelne Probe ein Messwertergebnis an einem bestimmten Punkt zu einer bestimmten Zeit darstellt. Inwieweit die Repräsentativität für das gesamte Zugspitzplatt und den gesamten Betrachtungszeitraum durch einzelne Messproben gegeben ist bzw. abgeleitet werden kann, kann im Rahmen dieser Arbeit nicht abschließend geklärt werden. Die folgenden Einschätzungen sollen aber auf Unsicherheiten hinweisen, die in zukünftigen Forschungsarbeiten zu diesem Thema eingegrenzt werden können.

Aufgrund der Lawinengefährdung und der schwierigen Erreichbarkeit konnte die Probenahme des Partnachwassers erst in den ersten Maiwochen starten, wodurch das erste auftretende Quellwasser für die isotopische Bestimmung nicht miterfasst wurde. Darauf basiert allerdings der angenommene Isotopengehalt des Vorereigniswassers für die Komponentenseparation. Auch die Beprobung des auslaufenden Abflusses im Herbst würde diese Unsicherheit nicht mindern. Beispielsweise führte ein kurze Warmperiode auf dem Zugspitzplatt Anfang April 2016 mit Temperaturen von 8 bis 10 °C, gemessen an der Station LWD bzw. Ost, zu einem starken Rückgang der Schneehöhe und zeitgleich zu einem aufgezeichneten Wasserstandsanstieg an der Pegelstation. Infolge der ersten infiltrierenden Schmelzwässer auf dem Platt wären erste Austauschprozesse im unterirdischen Karstbereich der phreatischen Zone nicht ausgeschlossen und das isotopische Signal von Schmelzwasser mit dem tiefen Karstwasser bereits vor der ersten Probenahme vermischt. Dementsprechend könnte sich der Isotopengehalt im Vorereigniswasser schon verändert haben. Auch der genaue Vorgang von Vermischungsprozessen in der phreatischen und vadose Zone ist nicht zweifelsfrei geklärt. Wetzel (2005) stellte bei der Untersuchung von stärkeren

Niederschlagsereignissen Hinweise auf unterschiedliche Karstleiter fest, die möglicherweise das perkolierende Wasser unterschiedlich schnell zur wassergesättigten Zone leiten oder auch in Abhängigkeit vom Füllungsstand der vadose Zone aktiviert werden.

Auch die Bestimmung des Isotopengehalts des Ereigniswassers ist mit Unsicherheiten behaftet. Kenntnisse über die isotopische Zusammensetzung der einzelnen Schichten einer Schneedecke eignen sich nur bedingt, um die Isotopie des aus der Schneedecke austretenden Schmelzwassers zu bestimmen (Unnikrishna et al. 2002). Während des Schmelzprozesses ereignen sich parallel stattfindende Fraktionierungsprozesse beim Wiedergefrieren, welche die isotopische Zusammensetzung des aus der Schneedecke austretenden Schmelzwassers beeinflussen (Laudon 2002; Zhou et al. 2008a). Um den Tracergehalt des Inputwassers zu kennen, sind daher Schmelzwasserzeitreihen unerlässlich. Doch auch hierbei fordert der große Höhenunterschied und die Topografie für eine präzisere Bestimmung der Isotopengehalte des Schmelzwassers ausgedehntere Untersuchungen.

Der Höhengradient und der damit einhergehende Temperaturgradient haben neben der Expositionslage Einfluss auf die Schneehöhenverteilung im Gebiet. Neben der variierenden Schneemächtigkeit ändert sich auch die isotopische Zusammensetzung von Niederschlägen über die Höhe und damit auch die der Schneedecke und des daraus entstehenden Schmelzwassers (Ala-aho et al. 2017; Zhou et al. 2008b). Die meisten Schmelzwasserproben stammen aus einem zentralen Bereich des Zugspitzplatts. Ob diese Proben die isotopische Mischsignatur über den entsprechenden Höhengradienten gut wiedergeben, wäre mit räumlich ausgedehnterer Schmelzwasserbeprobung über die Höhe zu untermauern. Denn während der Hauptschmelzsaison ist das Schmelzwasser vermutlich ein Mischsignal von Schmelzwässern unterschiedlicher isotopischer Zusammensetzung aus unterschiedlichen Höhenstufen. Darüber hinaus haben jedoch die Temperatur in Abhängigkeit der Höhenlage und der Exposition Einfluss auf den Schmelzprozess und die Schmelzgeschwindigkeit der Schneedecke. Unterschiede im Schmelzzeitpunkt und der Schmelzwassermengen entstehen in kleinen Einzugsgebieten nach DeBeer und Pomeroy (2010) aufgrund der Variabilität in Schneewasseräquivalent und Schneedeckenkälteinhalt. Diese Schwankungen beeinflussen den Zeitpunkt des Schmelzbeginns, das Ausapern der Schneedecke und die räumliche Ausdehnung der zum Schmelzabfluss beitragenden Fläche. Insbesondere zu Beginn der Schmelzperiode infiltriert das erste Schmelzwasser aus dem unteren Zugspitzplattbereich und verlagert sich mit dem Temperaturanstieg im Jahresverlauf in die Höhe. Damit einhergehend ist die bereitgestellte Schmelzwassermenge über das Zugspitzplatt nicht gleichverteilt und verlagert sich mit fortschreitendem Schmelzprozess. Dies widerspricht wiederum der

zunächst getroffenen Aussage, dass die Schmelzwasserproben aus dem zentralen Bereich des Einzugsgebiets die isotopische Mischsignatur über den Höhengradienten möglicherweise gut wiedergeben, da die quantitative Verteilung der Schmelzwässer zu berücksichtigen ist.

Dennoch lassen erste Ergebnisse insbesondere zu Beginn der Schmelzperiode, wenn sich das isotopische Signal des Partnachquellwassers und des infiltrierenden Schmelzwassers deutlich unterscheiden, eine gute Trennung der Abflusskomponenten zu (vgl. Kap. 6.2.2). Dieser Unterschied im Isotopengehalt kommt dadurch zustande, da das perkolierende isotopisch leichte Schmelzwasser das im Karstspeicher befindliche isotopisch schwere Wasser aus dem Vorjahr verdrängt. Das isotopisch schwere alte Wasser gelangt somit zuerst an der Quelle zum Abfluss. Gelangt schließlich das Schmelzwasser gemischt mit altem Wasser selbst zum Abfluss, wird dies durch den stark abnehmenden Gehalt an schweren Isotopen messbar. Dadurch nähern sich die Isotopensignale des infiltrierenden Wassers und des abfließenden Partnachwassers an. Eine weiterführende quantitative Trennung von nachrückendem Ereigniswasser aus der Schmelze und dem Quellabfluss ist durch den fehlenden Konzentrationsunterschied der Wässer nicht mehr möglich. Zudem wird die Bestimmung des Isotopengehalts des infiltrierenden Schmelzwassers aus dem gesamten Zugspitzplattbereich ungenau. Durch die Höhenverlagerung des Schmelzschwerpunkts rückt zunehmend isotopisch leichtes Schmelzwasser nach. Zeitgleich mengt sich jedoch mit fortschreitendem Schmelzprozess in tieferen Höhenlagen isotopisch schwerer werdendes Wasser dazu. Dadurch lässt sich das Inputsignal nur annäherungsweise abschätzen.

Ebenso ist die Niederschlagsentwicklung zu berücksichtigen. Niederschläge in Form von Regen können zu Veränderungen des isotopischen Schmelzwasserinputs führen (Klaus, McDonnell 2013). Doch auch hohe Temperaturen können eine starke Schneeschmelze und damit möglicherweise ein Sprung hin zu schwereren Isotopen im Schmelzwasserverlauf bewirken. Regen kann auf aperen Flächen oder geringmächtigen schmelzenden Schneedecken direkt in den Karst infiltrieren. Alternativ dazu kann Regen auch in Schneedecken mit weniger fortgeschrittenem Schmelzprozess in höheren Lagen zwischengespeichert werden und zeitverzögert mit der Schneeschmelze zum Abfluss gelangen. Dadurch lässt sich der Schmelzwasseranteil im Gesamtabfluss im Untersuchungszeitraum schwierig quantitativ trennen, da sowohl die isotopische Zusammensetzung von Regenereignissen als auch der Einfluss der Regenereignisse auf den Isotopengehalt des Schmelzwassers in dem Zeitraum nicht bekannt sind. Hier bleibt ungeklärt, wie sich die isotopische Zusammensetzung der Schneedecke und auch des Schmelzwasserabflusses verändert, wenn Regen auf die Schneedecke fällt. Dies hängt zum einen davon ab, wie stark sich die isotopische Signatur des Regenereignisses von

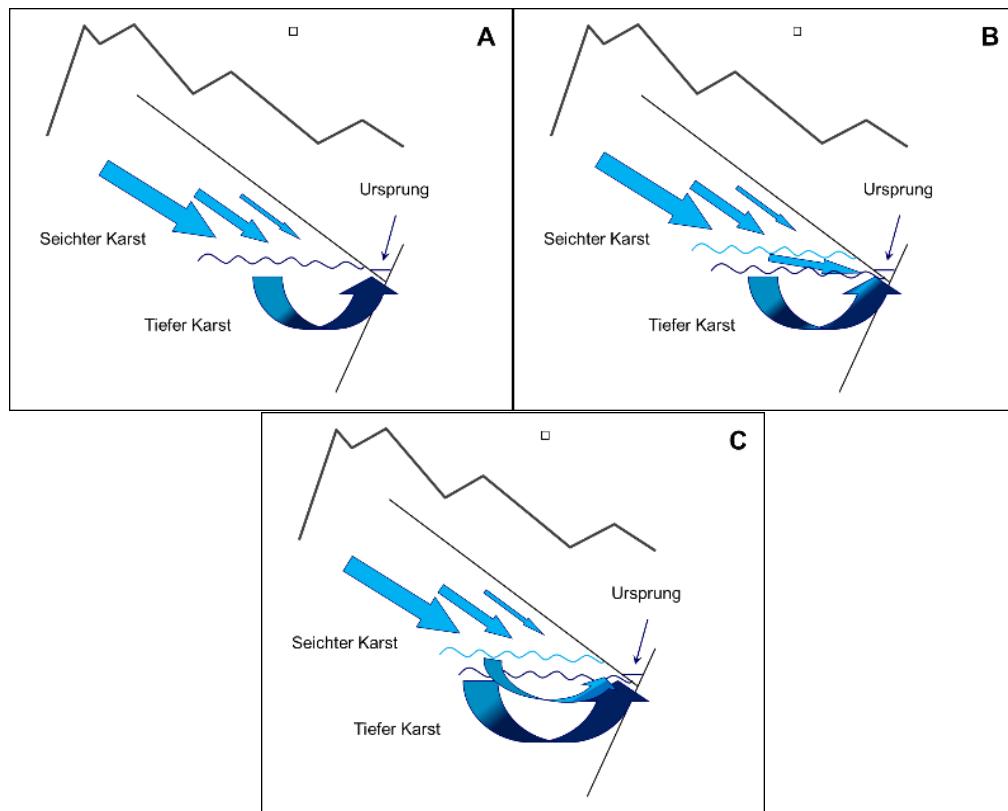
der Signatur der Schneedecke unterscheidet, zum anderen aber auch von der Regenmenge und dem Verlauf des Regenereignisses. So kann sich der Isotopengehalt des gesamten infiltrierenden Ereigniswassers aus einem Mischsignal aus Regen- und Schmelzwasser aus unterschiedlichen Höhen zusammensetzen. Rücker et al. (2019) untersuchten Schmelzwasserausflüsse aus Schneedecken in einem Einzugsgebiet in der zentralen Schweiz und stellte dabei ebenfalls fest, dass die Schmelzraten zeitlich und räumlich sehr variabel waren und dass sich diese Unterschiede in der Schneeanhäufung und der Schmelze widerspiegeln. Ebenfalls bestätigten sich isotopische Mischungsprozesse in der Schneedecke, sodass das isotopische Signal von Flüssigniederschlägen auf Schneedecken abhängig von der Schneemächtigkeit und dem Zwischenspeicherzeitraum gedämpft wurde (Rücker et al. 2019).

Durch die Separation von tiefem Karstwasser der phreatischen Zone und dem nachrückenden Ereigniswasser aus der Schneeschmelze auf Basis der Wasserisotope lässt sich das **Volumen des phreatischen Bereichs**, welcher im Jahresverlauf ausgetauscht wird, auf mindestens  $4,5 \cdot 10^6 \text{ m}^3$  bis  $5,5 \cdot 10^6 \text{ m}^3$  ermitteln (vgl. Kap. 6.2.2). Dieses entspricht einer Wassermenge von rund 500 mm bzw.  $1/\text{m}^2$  bezogen auf die Einzugsgebietsfläche von  $11,4 \text{ km}^2$  und somit etwa 20 % bis 25 % des Jahresniederschlags. Damit stellt der phreatische Bereich ein beachtliches Wasserreservoir dar, welches sich unter dem Zugspitzplatt befindet. Es besteht die Möglichkeit, dass von dem Austauschprozess in der phreatischen Zone nicht der gesamte Karstspeicher betroffen ist. Dies lässt sich mit dieser Methodik nicht klären, da sich eben nur der ausgetauschte Anteil im Gesamtabfluss abbildet.

Die phreatische Zone ist nicht als ein einziger Hohlraum anzunehmen, sondern besteht aus einer Vielzahl an dreidimensional angeordneten Klüften und kleineren Hohlräumen, die alle im phreatischen Bereich wassergefüllt sind. Diese Hohlräume existieren vermutlich ebenfalls in der vadosen aktiven Zone. Auf Grundlage der Separationsergebnisse wurden bereits in Kap. 6.2.3 Hypothesen über den Vorgang des Austauschprozesses aufgestellt. Diese münden, aufbauend auf der schematischen Darstellung des Karstsystems (vgl. Abb. 58 in Kap. 5), in möglichen Vorstellungen, wie vadose und phreatische Zone zusammenhängen. Diese sind in Abb. 84 in einem skizzenhaften Entwurf dargestellt und können wie folgt beschrieben werden:

1. Das tiefe Karstwasser in der phreatischen Zone wird durch nachrückendes Ereigniswasser teilweise oder komplett verdrängt und ausgetauscht. Dabei folgt das gesamte Infiltrationswasser über vielzählige Klüfte einer ähnlichen Fließstrecke im phreatischen Bereich (Abb. 84 A).

2. Parallel zum in Punkt 1 beschriebenen Durchflussprozess finden Zuflüsse zur Quelle über den aktiven vadosen Bereich statt. Mit zunehmendem Füllungsstand des Karstspeichers werden Fließwege in der vadosen Zone aktiviert, die den Durchfluss über die phreatische Zone zum Teil umgehen und kürzere Fließzeiten aufweisen. Erst in Quellnähe erfolgt eine kurze Passage durch den phreatischen Bereich, in der sich das Ereigniswasser beispielsweise aus der Schneeschmelze mit dem verdrängten tiefen Karstwasser vermischt (Abb. 84 B).
3. Der Durchflussprozess des in die Tiefe gelangenden Infiltrationswasser erfolgt ausschließlich durch die phreatische Zone, ähnlich wie in Punkt 1 beschrieben. Durch die unterschiedlich großen Kluft- und Hohlraumsysteme findet dort der Austausch- und Verdrängungsprozess des tiefen Karstwassers parallel und unterschiedlich schnell statt. Frisches Ereigniswasser tritt gegenüber der Darstellung in Punkt 2 zeitlich deutlich verzögert und vermischt mit tiefem Karstwasser, am Partnach-Ursprung zutage (Abb. 84 C).



**Abb. 84: Konzeptmodell des Hochgebirgskarstes im Einzugsgebiet Partnach-Ursprung.** Hellblaue Farben repräsentieren Ereigniswasser, dunkelblaue Farben das ältere tiefen Karstwasser und die welligen Linien den permanenten Wasserstand der phreatischen Zone (dunkelblau) und den variierenden Wasserstand der vadosen aktiven Zone (hellblau).

Quelle: Eigene Darstellung in Anlehnung an Weishaupt und Wetzel (2019).

Das Bild A der Abb. 84 ist die bisher gängige Vorstellung des Karstsystems. Über verschiedene Klüfte mit unterschiedlicher hydraulischer Wirksamkeit gelangt das Infiltrationswasser durch die vadose zur phreatischen Zone. Damit beginnt der Verdrängungsprozess des tiefen Karstwassers mit nachrückendem Ereigniswasser. Tiefes Karstwasser vermischt sich nach dem Quellaustritt mit hinzufließendem Schmelzwasser des Kirchturmeinzugsgebiets.

Die zweite Darstellung B der Abb. 84 ist insbesondere daher plausibel, da bereits im Frühjahr mit steigenden Abflussraten Abflussanteile des Schmelzwassers im Gesamtabfluss der Partnach messbar sind, die sich vermutlich nicht allein dem kleinen Seitenkar des Kirchturmeinzugsgebiets zuordnen lassen. Insbesondere bei Abflüssen über  $1 \text{ m}^3/\text{s}$  nimmt der Schmelzwasseranteil während der Schmelzsaison signifikant zu. Dies ist dann möglich, wenn das nachrückende Schmelzwasser Fließwege über hydraulisch leistungsfähigere Klüfte in der vadose Zone oder oberen phreatischen Zone nimmt, sobald der steigende Wasserstand im verklüfteten Karstspeicher aufgrund der begrenzten Durchlässigkeit des tiefen Karstes dies erfordert. Erst vor der vermuteten Störungslinie erfolgt die Passage durch den phreatischen Bereich mit einem Aufstieg zum Partnach-Ursprung.

Mit der Annahme, dass die Verkarstung mit fortschreitender Tiefe abnimmt, wären auch die unterschiedlichen Fließzeiten in Darstellung C naheliegend.

Derzeit beginnende Untersuchungen mittels gravimetrischer Messungen versprechen neue Erkenntnisse über die im Karstspeicher befindlichen Wassermengen sowie über die variablen Mengen in der vadose Zone (Voigt et al. 2021). Dieses neuartige hydrologische Sensorsystem zur Beobachtung des integralen Gravitationseffektes von Gesamtwasserspeichervariationen ergänzt das bestehende Messnetzwerk für einen integralen Einblick in den Wasserhaushalt dieses alpinen Untersuchungsortes.

## 8 Zusammenfassendes Fazit und Ausblick

Das Ziel dieser Dissertation bestand darin, durch die Auswertung von erhobenen Messdaten aus Feldarbeiten und einem innovativen Monitoringprogramm am Zugspitzplatt sowie der Quantifizierung des Wasserhaushalts in dem alpinen Kopfeinzugsgebiet der Partnach zu mehr Erkenntnissen im Bereich der Hochgebirgshydrologie beizutragen. Recherchen zu bestehenden relevanten Gebietskenntnissen aus wissenschaftlichen Studien und Literatur bildeten die Grundlage für genauere Gebietswasserbilanzabschätzungen sowie Auswertung und Interpretation von erhobenen hydroklimatologischen Messdaten. Das Zugspitzplatt erweist sich in mehreren Hinsichten als optimales Untersuchungsgebiet zur Bearbeitung von Fragestellungen im Bereich der Hochgebirgshydrologie.

Die in der vorliegenden Arbeit dargestellten und diskutierten Ergebnisse der Niederschlagsmessungen bestätigen hohe messtechnische Fehlerpotenziale insbesondere bei Festniederschlägen während höherer Windgeschwindigkeiten. Daher ist eine Plausibilitätsprüfung der Niederschlagsrohdaten und eine systematische Fehlerkorrektur vor der weiteren Verwendung zu empfehlen. Der Abfluss ist eine messtechnisch zuverlässig erfassste Größe. Lediglich die Wasserstandsmesswerte im Winter weisen aufgrund möglicher Eisbildungen an den Flussufern, die sich querschnittsverändernd auswirken können, ein erhöhtes Fehlerrisiko auf.

Hohe Niederschlagsraten und hohe Abflussraten aus dem alpinen Untersuchungsgebiet im Jahresverlauf unterstreichen die wichtige Bedeutung der Hochlagen als Wasserlieferant für die Vorländer insbesondere in den Sommermonaten. Über den Winter akkumulierte Schneeschichten auf dem Zugspitzplatt bilden einen zeitlichen Wasserpuffer und tragen zu dem charakteristischen pluvial-nivalem Abflussregime der Partnach bei. Im Herbst wird die Quellschüttung der Partnach, sobald die Niederschläge als Schnee im Gebiet verbleiben, aus dem vadosen Bereich gespeist. Auswertungen der Trockenwetterabflüsse legen die Vermutung eines sich langsam verändernden Wasserfüllvolumens in der vadosen Zone nahe. Untersuchungen mittels natürlicher Umwelttracer bestätigten den Anfangsverdacht eines unterirdischen wassergefüllten Karstspeichers in der phreatischen Zone, der dem Abflussprozess von Schmelzwasser bis zum Quellaustritt am Partnach-Ursprung zwischengeschaltet ist. Dem Jahresverlauf der elektrischen Leitfähigkeit des Partnachwassers und den zeitlichen Leitfähigkeitsänderungen während Niederschlagsereignissen kommt hierbei eine erhebliche Bedeutung zur Beurteilung des Abflussprozesses und dem Einfluss des Karstspeichers zu.

Die nicht-reaktiven, stabilen Isotope des Wassers als Tracer dienten der genaueren Quantifizierung des Karstreservoirs und ließen eine quantitative Separation der Abflusskomponenten im Gesamtabfluss zu Beginn der Schmelze zu. Als Voraussetzung hierfür sind Kenntnisse über die isotopische Zusammensetzung von infiltrierendem Ereigniswasser nötig. Jedes Regen- oder Schneefallereignis hat eine eigene isotopische Signatur, die sich auch während desselben Ereignisses ändern kann (Mook 2001, S. 204). Durch die Akkumulation der Schneeniederschläge bei ausbleibenden Schmelzprozessen über die Zeit können mächtige Schneedecken entstehen und die Isotopengehalte der unterschiedlichen Schneeniederschläge untersucht und festgestellt werden. Dieses isotopische Signal der einzelnen Schneefallereignisse spiegelt sich auch in der isotopischen Zusammensetzung der Schneedecke in den aufgenommenen Schneeprofilen auf dem Zugspitzplatt wider. Über die Schneetiefe sind die Veränderungen der isotopischen Zusammensetzung deutlich zu erkennen. Die einzelnen Schneekristalle sind in der Schneedecke gebunden und durch die weitestgehend kristalline Struktur der Wassermoleküle vermischt sich das Signal auch nicht über die Schneetiefe. Somit verändert sich die isotopische Struktur des Schneeprofils über die Zeit wenig und diese Ähnlichkeiten lassen sich in den zeitlich versetzt aufgenommenen Schneeprofilen wiederfinden. Erst das Auftreten von Schmelzwasser in der Schneedecke führt zu Homogenisierung und zu einem Austausch zwischen den einzelnen Schneeschichten. Isotopische Analysen der Schneedecken lassen nur unzureichende Rückschlüsse auf die isotopische Zusammensetzung von Schmelzwasser aus der Schneedecke zu, denn Isotopenfraktionierung beim Wiedergefrierprozess führt zu einer Anreicherung schwerer Isotope in der Schneedecke und damit zu einem sich über die Zeit ändernden Isotopengehalt von Schmelzwasser (Zhou et al 2008). Zudem kommen durch den starken Höhengradienten Isotopeneffekte wie der Höheneffekt im Einzugsgebiet zum Tragen. Exposition und lokale, topografisch bedingte Einflüsse führen zu einer starken Heterogenität von Schmelz- und Gefrierprozessen in den Schneedecken. Für genauere Erhebungen zukünftiger Untersuchungen sollte der Fokus auf räumlich verteilte Schmelzwassererfassung liegen. Deren Erfassung unter einer Schneedeckenmächtigkeit von mehreren Metern ist schwierig und Schmelzwasseraustritte unter der Schneedecke versickern direkt im angrenzenden Karst. Die Schmelzwasserbeprobungen erfordern ein detailliertes Konzept und den Einsatz technischer Hilfsmittel wie Lysimeter. Zeitweise vereinzelt auftretendes oberflächlich abfließendes Schmelzwasser wurde für Auswertungen in dieser Arbeit aufgrund seiner fraglichen Repräsentativität nicht berücksichtigt.

Die quantitative Abtrennung der Wasserkomponenten im Gesamtabfluss und die Untersuchung des Abflussprozesses vom Zugspitzplatt bis zur Partnachquelle mittels

natürlicher Umwelttracer wird zunehmend erschwert, sobald sich der austauschbare Wasseranteil aus dem Karst reduziert und zeitgleich der Schmelzprozess auf dem Platt forschreitet. Hierbei fehlen Kenntnisse darüber, in welcher Höhenlage die Hauptschmelze stattfindet und wie sich das isotopische Signal des gesamten Infiltrationswassers zusammensetzt. Die räumliche und zeitliche Variabilität der isotopischen Signatur der Ereigniswässer ist schwierig zu charakterisieren, wodurch sich die Berechnungsunsicherheit bei Anwendung des Komponentenseparationsverfahrens erhöht. Zudem nimmt der isotopische Unterschied des Infiltrationswassers und des Quellwassers nach Austausch des tiefen Karstwassers aus der phreatischen Zone ab. Auswertungen der Isotopengehalte von Wasserproben der Partnach und der zum Abfluss beitragenden Wasserkomponenten ergaben ein sich im Jahresverlauf änderndes Signal des Partnachwassers aus Mischwasser des tiefen Karstes und Ereigniswasser bestehend aus Schneeschmelzwasser, Regenwasser sowie in geringem Umfang aus spätsommerlichem Gletscherschmelzwasser. Die Tracersignaturen der Endglieder verhalten sich räumlich und zeitlich dynamisch und sind eine große Unsicherheitsquelle für Abschätzung der Abflusskomponenten. Durch die hohe räumliche und zeitliche Beprobung von Schmelzwasser und unter Berücksichtigung der Stationsmessdaten konnte jedoch das hydrografische Separationsverfahren für die Schmelzsaison angewendet werden. Für zukünftige Studien und weitergehende Anwendungen des Verfahrens im jahreszeitlichen Verlauf sollten die räumliche und zeitliche Tracervariabilität der Endglieder des Abflusses intensiver behandelt werden. Die Ergebnisse dieser Arbeit bilden somit die grundlegende Basis für weiterführende Forschungsfragen im Bereich der Hochgebirgshydrologie und zeigen die Bedeutung von Grundwasser und Niederschlag auf die Abflussdynamik in alpinen Einzugsgebieten mit einem pluvial-nivalem Abflussregime.

## Literaturverzeichnis

- Ahnert F. (2015): Einführung in die Geomorphologie. 5. überarb. Aufl., Eugen Ulmer, Stuttgart.
- Ajami N. K., Hornberger G. M., Sunding D. L. (2008): Sustainable water resource management under hydrological uncertainty. *Water Resour. Res.*, Vol. 44, DOI: 10.1029/2007WR006736.
- Ala-aho P., Tetzlaff D., McNamara J. P., Laudon H., Kormos P., Soulsby C., (2017): Modeling the isotopic evolution of snowpack and snowmelt: Testing a spatially distributed parsimonious approach. *Water Resour. Res.* Vol. 53 (7), p. 2404-2418. DOI: 10.1002/2016WR019638.
- Albert A. [Hrsg.] (2016): Bautabellen für Ingenieure mit Berechnungshinweisen und Beispielen. 22. Aufl., Bundesanzeiger Verlag, Köln.
- Alean J. (2010): Gletscher der Alpen. Haupt Verlag, Bern.
- Alexandre P. (2020): Stable Isotopes and the Hydrosphere. In: *Isotopes and the Natural Environment*. In: Springer Textbooks in Earth Sciences, Geography and Environment, Cham. DOI: [https://doi.org/10.1007/978-3-030-33652-3\\_3](https://doi.org/10.1007/978-3-030-33652-3_3).
- Ampferer O. (1912): Gedanken über die Tektonik des Wettersteingebirges. In: *Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt*, S. 197-212, Wien.
- Andreo B., Carrasco F., Durán J. J., Jiménez P., LaMoreaux J. W. [Eds.] (2015): Hydrogeological and Environmental Investigations in Karst Systems. Vol. 1, Springer, Heidelberg, New York, Dordrecht, London.
- Armstrong R., Brun E. [Hrsg.] (2008): Snow and Climate. Physical Processes, Surface Energy Exchange and Modeling. University Press, Cambridge.
- Arnold J. G., Allen P. M. (1996): Estimating hydrologic budgets for three Illinois watersheds. *J. Hydrol.*, Vol. 176, p. 57-77. DOI: [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(95\)02782-3](https://doi.org/10.1016/0022-1694(95)02782-3).
- Bandyopadhyay J., Kraemer D., Kattelmann R., Kundzewicz Z. W., Rodda J. C. (1997): Highland waters - a resource of global significance. In: Messerli B., Ives J. D. (eds.): *Mountains of the World: A global priority*. Parthenon Publishing Group, p. 131-155, New York, London.
- Barry R., Gan Y. T. (2011): *The Global Cryosphere: Past, Present and Future*. Cambridge University Press, Cambridge.

Baumgartner A., Reichel E., Weber G. (1983): Der Wasserhaushalt der Alpen. München.

Baumgartner A., Liebscher H.-J. [Hrsg.] (1996): Allgemeine Hydrologie - Quantitative Hydrologie. In: Lehrbuch der Hydrologie, Bd. 1, 2. Auflage, Gebr. Borntraeger, Berlin-Stuttgart.

Bayerische Akademie der Wissenschaften (BAdW), Bayerisches Staatsministerium für Umwelt und Verbraucherschutz (StMUV) [Hrsg.] (2021): Zukunft ohne Eis. Zweiter Bayerischer Gletscherbericht: Klimawandel in den Alpen. München.

Bayerische Forschungsallianz (Bavarian Research Alliance) GmbH (BayFOR) [Hrsg.] (2020): Virtuelles Alpenobservatorium (VAO). <https://www.bayfor.org/de/projekte/projekt-archiv-mit-thematischem-filter/vao.html> (23.11.2021).

Bayerisches Landesamt für Umwelt (LfU) [Hrsg.] (2016a): Variante: Garmisch-Partenkirchen - Reintal - Zugspitze (Wettersteingebirge). In: Via GeoAlpina – Einblicke in die Geologie der Alpen, Augsburg.

Bayerisches Landesamt für Umwelt (LfU) [Hrsg.] (2016b): Meilerhütte - Reintalangerhütte (Wettersteingebirge). In: Via GeoAlpina – Einblicke in die Geologie der Alpen, Augsburg.

Bayerisches Landesamt für Umwelt [Hrsg.] (2017a): Permafrost-Messstation am Zugspitzgipfel: Ergebnisse und Modellberechnungen. Geologica Bavaria 115, Augsburg.

Bayerisches Landesamt für Umwelt [Hrsg.] (2017b): Geologische Karte von Bayern 1:25000. Erläuterungen zu den Blättern 8531/8631 Zugspitze & 8532/8632 Garmisch-Partenkirchen, Augsburg.

Bayerisches Landesamt für Umwelt [Hrsg.] (2018): Mittlere jährliche reale Verdunstung in Bayern 1981-2010. Maßstab 1:500000, Augsburg.

Bayerisches Landesamt für Umwelt [Hrsg.] (2020): Partnachursprung S von Grainau. UmweltAtlas Bayern: Angewandte Geologie. Augsburg. <https://www.umweltatlas.bayern.de> (23.11.2020).

Bayerisches Landesamt für Umwelt [Hrsg.] (2021): Gewässerkundlicher Dienst Bayern. Augsburg. <https://www.gkd.bayern.de> (10.12.2021).

Bayerisches Staatsministerium für Umwelt und Gesundheit (StMUG) [Hrsg.] (2012): Bayerische Gletscher im Klimawandel – ein Statusbericht. Hof.

Bayerisches Staatsministerium für Umwelt und Verbraucherschutz (StMUV) [Hrsg.] (2017): Das Virtuelle Alpenobservatorium (VAO). <https://www.vao.bayern.de/> (23.11.2021).

Bellmann U., Scholz H., Goldscheider N. (2013): Wasserbilanzen und ihre Unsicherheiten am Beispiel eines quartären Schotterkörpers im Alpenvorland. Grundwasser – Zeitschrift der Fachsektion Hydrogeologie, S. 129-139. DOI 10.1007/s00767-012-0206-0.

Beniston M., Uhlmann B., Goyettea S., López-Moreno J. I. (2011): Will snow-abundant winters still exist in the Swiss Alps in an enhanced greenhouse climate? Int. J. Climatol. Vol. 31 (9), p. 1257-1263. DOI:10.1002/joc.2151.

Becht M., Trimborn P. (1991): Isotopenhydrologische Untersuchungen der Schneedecke am Pico de Teide (Teneriffa). Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, Bd. 27/28, S. 151-163, Innsbruck.

Becke M. (1983): Zur Geologie des Mieminger Gebirges. Geol. Paläont. Mitt., Bd.12, S. 317-340, Innsbruck.

Bernhardt M., Schulz K., Liston G. E., Zängl G. (2012): The influence of lateral snow redistribution processes on snow melt and sublimation in alpine regions. J. Hydrol. 424-425, p. 196-206.

Bernhardt M., Härer S., Jacobbeit J., Wetzel K.-F., Schulz K. (2014): The Virtual Alpine Observatory - research focus Alpine hydrology. Hydrologie und Wasserbewirtschaftung, Bd. 58 (4), S. 241-243.

Bernhardt M., Härer S., Feigl M., Schulz K. (2018): Der Wert Alpiner Forschungseinzugsgebiete im Bereich der Fernerkundung, der Schneedeckenmodellierung und der lokalen Klimamodellierung. Österreichische Wasser- und Abfallwirtschaft. DOI: <https://doi.org/10.1007/s00506-018-0510-8>.

Betriebsgesellschaft Umweltforschungsstation Schneefernerhaus GmbH (UFS) (2021): Virtuelles Alpenobservatorium. Vernetzung der Höhen-Forschungsstationen im Alpenraum. <https://schneefernerhaus.de/forschung/virtuelles-alpenobservatorium/> (23.11.2021).

Björnsen A., Huber U., Reasoner M., Messerli B., Bugmann H. (2005): Future research directions. In: Huber U. et al. (eds.) Global Change and Mountain Regions: A State of Knowledge Overview, Springer, New York, p. 637-650. DOI: 10.1007/1-4020-3508-X\_63.

Bögli A. (1978): Karsthydrographie und physische Speläologie. Berlin, Heidelberg, New York.

Brunetti M., Lentini G., Maugeri M., Nanni T., Auer I., Böhm R., Schöner W. (2009): Climate variability and change in the Greater Alpine Region over the last two centuries based on multi-variable analysis. *Int. J. Climatol.*, Vol. 29, p. 2197-2225.

Clark I., Fritz P. (1997): Environmental Isotopes in Hydrogeology. Lewis Publishers, New York, Boca Raton.

Colbeck S. C., Akitaya E., Armstrong R. L., Gubler H., Lafeuille J., Lied K., McClung D. M., Morris E. M. (1990): The International Classification for Seasonal Snow on the Ground. International Commission on Snow and Ice (IAHS), World Data Center A for Glaciology, University of Colorado, Boulder, CO, USA.

Coldewey W. G., Göbel P. (2015): Hydrogeologische Gelände- und Kartiermethoden. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg.

Craig H. (1961a): Isotopic variations in meteoric waters. *Science*, Vol. 133, p. 1702-1703. DOI: 10.1126/science.133.3465.1702.

Craig H. (1961b): Standard for reporting concentrations of deuterium and oxygen-18 in natural waters. *Science*, Vol. 133. DOI: 10.1126/science.133.3467.1833.

Credner B., Hüttl C., Rögner K. (1998): Formation and distribution of soils und vegetation at the Zugspitzplatt (Bavaria, Germany) related to climate, aspect and geomorphology. *Ecologie*, Vol. 29 (1-2), p. 63-65.

Dansgaard W. (1964): Stable isotopes in precipitation. *Tellus*, Vol. 16 (4), p. 436-468. DOI: 10.1111/j.2153-3490.1964.tb00181.x.

DeBeer C. M., Pomeroy J. W. (2010): Simulation of the snowmelt runoff contributing area in a small alpine basin. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, Vol. 14. DOI: 10.5194/hess-14-1205-2010.

De Jong C., Collins D., Ranzi R. (2005): Climate and hydrology in mountain areas. John Wiley and Sons, Chichester.

Deutscher Wetterdienst (DWD) (2010): Zugspitze. Meteorological Watch Office. 2. Aufl., Offenbach.

Deutscher Wetterdienst (DWD) (2014): Vor Ort. Bergwetterwarte Zugspitze. 4. Aufl., Offenbach.

Deutscher Wetterdienst (DWD) (2020): Climate Data Center (CDC).  
[https://www.dwd.de/DE/klimaumwelt/cdc/cdc\\_node.html](https://www.dwd.de/DE/klimaumwelt/cdc/cdc_node.html) (23.11.2021).

DIN (Deutsches Institut für Normung e.V.) [Hrsg.] (1994): Hydrologie. Teil 3: Begriffe zur quantitativen Hydrologie. Beuth-Verlag GmbH, Berlin.

Dobler C., Bürger G., Stötter J. (2012): Assessment of climate change impacts on flood hazard potential in the Alpine Lech watershed. *J. Hydrol.* Vol. 460, p. 29-39. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2012.06.027.

Fierz C., Armstrong R. L., Durand Y., Etchevers P., Greene E., McClung D. M., Nishimura K., Satyawali P. K., Sokratov S. A. (2009): The International Classification for Seasonal Snow on the Ground. IHP-VII Technical Documents in Hydrology No 83, IACS Contribution No 1, UNESCO-IHP, Paris.

Finch J. W. (1998): Estimating direct groundwater recharge using a simple water balance model—sensitivity to land surface parameters. *J. Hydrol.*, Vol. 211 (1-4), p. 112-125.

Finger D., Hugentobler A., Huss M., Voinesco A., Wernli H., Fischer D., Weber E., Jeannin P. Y., Kauzlaric M., Wirz A., Vennemann T., Hüslar F., Schädler B., Weingartner R. (2013): Identification of glacial meltwater runoff in a karstic environment and its implication for present and future water availability. *Hydrol Earth Syst. Sci.*, Vol. 17, p. 3261-3277. DOI: 10.5194/hess-17-3261-2013.

Fiorillo F., Doglioni A. (2010): The relations between karst spring discharge and rainfall by the cross-correlation analysis. *Hydrogeol. J.*, Vol. 18, p. 1881-1895. DOI: <https://doi.org/10.1007/s10040-010-0666-1>.

Fischer B. M. C., van Meerveld H. J., Seibert J. (2017): Spatial variability in the isotopic composition of rainfall in a smaller headwater catchment and its effect on hydrograph separation. *J. Hydrol.*, Vol. 547, p. 755-769. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2017.01.045>.

Flint A. L., Flint L. E., Kwicklis E. M., Fabryka-Martin J. T., Bodvarsson G. S. (2002): Estimating recharge at Yucca Mountain, Nevada, USA: comparison of methods. *Hydrogeol. J.*, Vol. 10, p. 180-204. DOI: <https://doi.org/10.1007/s10040-001-0169-1>.

Fohrer N., Bormann H., Miegel K., Casper M., Bronstert A., Schumann A., Weiler M. (2016): Hydrologie. 1. Aufl., Haupt, Bern.

Ford D., Williams P. (2007): Karst Hydrogeology and Geomorphology. Wiley, Weinheim.

- Frei C., Schärr C. (1998): A precipitation climatology of the Alps from high-resolution rain-gauge observations. *International Journal of Climatology*, Vol. 18, p. 873-900. DOI: 10.1002/(sici)1097-0088(19980630)18:8<873::aid-joc255>3.0.co;2-9.
- Frey S., Holzmann H. (2015): A conceptual, distributed snow redistribution model. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, Vol. 19, p. 4517-4530. DOI: 10.5194/hessd-12-609-2015.
- Friedman I. (1953): Deuterium content of natural waters and other substances. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, Vol. 4, p. 89-103.
- Gardner W. P., Susong D. D., Solomon D. K., Heasler H. (2010): Snowmelt hydrograph interpretation: Revealing watershed scale hydrologic characteristics of the Yellowstone volcanic plateau. *J. Hydrol.*, Vol. 383, p. 209-222. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2009.12.037>.
- Gascoin S., Hagolle O., Huc M., Jarlan L., Dejoux J. F., Szczypta C., Marti R., Sánchez R. (2015): A snow cover climatology for the Pyrenees from MODIS snow products. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, Vol. 19, p. 2337-2351. DOI: 10.5194/hessd-11-12531-2014.
- Glawion R., Glaser R., Saurer H., Gaede M., Weiler M. (2019): *Physische Geographie*. Westermann, Braunschweig.
- Gobiet A., Kotlarski S., Beniston M., Heinrich G., Rajczak J., Stoffel M. (2014): 21st century climate change in the European Alps - A review. *Science of the Total Environment*, Vol. 493, p. 1138-1151. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2013.07.050>.
- Goldscheider N. (2002): *Hydrogeology and Vulnerability of Karst Systems – Examples from the Northern Alps and the Swabian Alb.* – Dissertation, Universität Karlsruhe.
- Goldscheider N., Drew D. (eds.) (2007): *Methods in karst hydrogeology. International Contribution to Hydrogeology*, IAH, Vol 26, Taylor and Francis/Balkema, London.
- Götz J., Schrott L. [Hrsg.] (2010): *Das Reintal – Geomorphologischer Lehrpfad am Fuße der Zugspitze. Eine Wanderung durch Raum und Zeit mit einem Einblick in moderne geowissenschaftliche Arbeitsweisen*. Pfeil Verlag, München.

Grashey-Jansen S., Korch O., Beck C., Friedmann A., Bernhard R., Dubitzky C. (2014): Aeolian influenced soil sites in consideration of atmospheric circulation types – a case study in the alpine zone of the Zugspitzplatt (Northern Calcareous Alps, Germany). *J. Geology, Agriculture and Environmental sciences*, Vol. 2, p. 11-19.

Grünewald T., Stötter J., Pomeroy J. W., Dadic R., Moreno Baños I., Marturià J., Spross M., Hopkinson C., Burlando P., Lehning M. (2013): Statistical modelling of the snow depth distribution in open alpine terrain. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, Vol. 17, p. 3005-3021. DOI: 10.5194/hess-17-3005-2013.

Häckel H. (2016): *Meteorologie*. 8. Aufl., Ulmer, Stuttgart.

Hagg W., Mayer C., Steglich C. (2008): Glacier changes in the Bavarian Alps from 1989/90 to 2006/2007. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie* Bd. 42/1, S. 37-46, Innsbruck.

Hagg W., Mayer C., Mayr E., Heilig A. (2012): Climate and glacier fluctuations in the Bavarian Alps during the past 120 years. *Erdkunde*, Vol. 66, p. 121-142. DOI: 10.3112/erdkunde.2012.02.03.

Hagg W. (2021): *Bayerische Gletscher*. Bayerische Akademie der Wissenschaften. <http://www.bayerische-gletscher.de> (23.11.2021).

Hall F. R. (1968): Base-flow recession – a review. *Water Resources Research*, Vol. 4 (5), p. 973-983. DOI: <https://doi.org/10.1029/WR004i005p00973>.

Hänggi P., Weingartner R. (2011): Inter-annual variability of runoff and climate within the Upper Rhine River basin, 1808–2007. *Hydrol. Sci. J.*, Vol. 56, p. 34-50. DOI: <https://doi.org/10.1080/02626667.2010.536549>.

Haude W. (1954): Zur praktischen Bestimmung der aktuellen und potentiellen Evaporation und Evapotranspiration. *Mitteilungen des Deutschen Wetterdienstes*, Bd. 8, Bad Kissingen.

Heckmann T. (2006): Untersuchungen zum Sedimenttransport durch Grundlawinen in zwei Einzugsgebieten der Nördlichen Kalkalpen. Quantifizierung, Analyse und Ansätze zur Modellierung der geomorphologischen Aktivität. *Eichstätter Geographische Arbeiten*, Bd.14, Profil-Verl., München, Wien.

Heißel W. (1953): Zur Tektonik der Nordtiroler Kalkalpen. *Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft*, Bd. 50, S. 95-132, Wien.

- Heller F., Nieder R. (1932): Geologisch-geomorphologische Untersuchungen im Partnachtal des Wettersteingebirges. Zeitschrift für Karst- und Höhlenkunde. Mitteilungen d. Forschungsstätte für Karst- und Höhlenkunde 10, S. 119-153.
- Hennig H., Schwarze R. (2001): Geohydraulische Interpretation des Konzeptmodells Einzellinearspeicher und Konsequenzen für die Modellierung des Grundwasserabflusses. Wasserwirtschaft, Nr. 90, S. 42-28.
- Hirtreiter G. (1992): Spät- und postglaziale Gletscherschwankungen im Wettersteingebirge und seiner Umgebung. Münchener Geographische Abhandlungen, Reihe B, Bd. 15, Geobuch-Verlag, München.
- Hölting B., Coldewey W. G. (2013): Hydrogeologie. Einführung in die Allgemeine und Angewandte Hydrogeologie. Springer. Berlin, Heidelberg.
- Hooper R. P., Shoemaker, C. A. (1986): A comparison of Chemical and Isotopic Hydrograph Separation. Water Resour. Res., Vol. 22 (10), p. 1444-1454. DOI: 10.1029/WR022i010p01444.
- Horton R. (1936): Natural stream channel storage. Transactions of the American Geophysical Union, Vol. 17 (2), p. 406-415. DOI: 10.1029/tr017i002p00406.
- Hürkamp K., Zentner N., Reckerth A., Weishaupt S., Wetzel K.-F., Tschiersch J., Stumpp C. (2019): Spatial and temporoal variability of snow isotopic composition on Mt. Zugspitze, Bavarian Alps, Germany. J. Hydrol. Hydromech., Vol 67 (1), p. 49-58. DOI: 10.2478/johh-2018-0019.
- Huss M. (2011): Present and future contribution of glacier storage change to runoff from macroscale drainage basins in Europe. Water Resources Research, Vol. 47 (7), W07511. Doi: 10.1029/2010WR010299.
- Hüttl C. (1999): Steuerungsfaktoren und Quantifizierung der chemischen Verwitterung auf dem Zugspitzplatt (Wettersteingebirge, Deutschland). Münchener Geographische Abhandlungen, Reihe B, Bd. 30, Geobuch-Verlag München.
- Immerzeel W. W., Lutz A. F., Andrade M., Bahl A., Biemans H., Bolch T., Hyde S., Brumby S., Davies B. J., Elmore A. C., Emmer A., Feng M., Fernández A., Haritashya U., Kargel J. S., Koppes M., Kraaijenbrink P. D. A., Kulkarni A. V., Mayewski P. A., Nepal S., Pacheco P., Painter T. H., Pellicciotti F., Rajaram H., Rupper S., Sinisalo A., Shrestha A. B., Vivioli D., Wada Y., Xiao C., Yao T., Baillie J. E. M. (2020): Importance and vulnerability of the world's water towers. Nature, Vol. 577, p. 364-369. DOI: <https://doi.org/10.1038/s41586-019-1822-y>.

IPCC (2013): Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

Isotta F. A., Frei C., Weilguni V., Perčec Tadić M., Lassègues P., Rudolf B., Pavan V., Cacciamani C., Antolini G., Ratto S. M., Munari M., Micheletti S., Bonati V., Lussana C., Ronchi C., Panettieri E., Marigo G., Vertačnik G. (2013): The climate of daily precipitation in the Alps: development and analysis of a high-resolution grid dataset from pan-Alpine rain-gauge data. *International J. Climatology*, Vol. 34 (5), p. 1657-1675. DOI: <https://doi.org/10.1002/joc.3794>.

Jenicek M., Seibert J., Zappa M., Staudinger M., Jonas T. (2016): Importance of maximum snow accumulation for summer low flows in humid catchments. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, Vol. 20, p. 859-874. DOI: 10.5194/hess-20-859-2016.

Junghans N., Cullmann J., Huss M. (2011): Evaluating the effect of snow and ice melt in an Alpine headwater catchment and further downstream in the River Rhine. *Hydrol. Sci. J.*, Vol. 56, p. 981-993. DOI: 10.1080/02626667.2011.595372.

Kendall C., Doctor D. (2003): Stable Isotope Applications in Hydrologic Studies. *Treatise on Geochemistry*, Vol. 5, p. 319-364. DOI: 10.1016/B0-08-043751-6/05081-7.

Kendall C., McDonnell J. J. (1999): *Isotope Tracers in Catchment Hydrology*. – Elsevier, S. 839, Amsterdam. DOI: <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-81546-0.50001-X>.

Kerr T., Clark M., Hendrikx J., Anderson B. (2013): Snow distribution in a steep mid-latitude alpine catchment. *Advances in Water Resources*, Vol. 55, p. 17-24. DOI: 10.1016/j.advwatres.2012.12.010.

Kienzle S. W. (2008): A new temperature based method to separate rain and snow. *Hydrological Processes*, Vol. 22, p. 5067-5085. DOI: 10.1002/hyp.7131.

Kirchner P. B., Bales R. C., Molotch N. P., Flanagan J., Guo Q. (2014): LiDAR measurement of seasonal snow accumulation along an elevation gradient in the southern Sierra Nevada, California. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, Vol. 18, p. 4261-4275. DOI: <https://doi.org/10.5194/hess-18-4261-2014>.

Klaus J., McDonnell J. J. (2013): Hydrograph separation using stable isotopes: Review and evaluation. *J. Hydrol.*, Vol. 505, p. 47-64. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2013.09.006>.

Knauer J. (1933): Die geologischen Ergebnisse beim Bau der Bayerischen Zugspitzbahn. Mit 5 Abbildungen, 3 Tafeln und 1 Karte. Abhandlungen der Geologischen Landesuntersuchung am Bayerischen Oberbergamt, Heft 10., S. 23-50, München.

Koch F. (2005): Zur raum-zeitlichen Variabilität von Massenbewegungen und pedologische Kartierungen in alpinen Einzugsgebieten – Dendrogeomorphologische Fallstudien und Erläuterungen zu den Bodenkarten Lahnwiesgraben und Reintal (Bayerische Alpen). Dissertation, Institut für Geographie, Universität Regensburg.

König P., Lang H., Schwarze R. (1994). On the runoff formation in the small pre-alpine research basin Rietholzbach, IAHS Publ., no. 221, p. 39-398.

Konzelmann T., Wehren B., Weingartner R. (2007): Precipitation networks. Hydrological Atlas of Switzerland. Plate 2.1<sup>2</sup>, Bern.

Korch O., Friedmann A., Grashey-Jansen S., Seipp C. (2013): Vegetation und Böden oberhalb der Waldgrenze des Zugspitzplatts. Allgemeine Forstzeitschrift für Waldwirtschaft und Umweltvorsorge, S. 36-38.

Korch O. (2014): Untersuchungen zu Flora und Vegetation des Zugspitzplatts (Wettersteingebirge, Bayerische Alpen). Dissertation, Universität Augsburg.

Korch O., Friedmann A. (2011/2012): Phytodiversität und Dynamik der Flora und Vegetation des Zugspitzplatts. Jahrbuch des Vereins zum Schutz der Bergwelt – 76-77\_2011-2012, S. 217-234.

Korch O., Friedmann A. (2016): Vegetation und Vegetationsdynamik auf dem Zugspitzplatt (Bayerische Alpen). Natur- und Kulturlandschaft im hochalpinen Raum als Produkt natürlicher, anthropogener und zoogener Einflüsse. Polarforschung, Bremerhaven, Alfred Wegener Institute for Polar and Marine Research & German Society of Polar Research, Vol. 86 (1), p. 35-45. DOI: 10.2312/polarforschung.86.1.35.

Küfmann C. (2003a): Erste Ergebnisse zur qualitativen Untersuchung und Quantifizierung rezenter Flugstäube in den Nördlichen Kalkalpen (Wettersteingebirge). Mitteilungen der Geographischen Gesellschaft in München 86, S. 59-84.

Küfmann C. (2003b): Soil types and eolian dust in high-mountainous karst of the Northern Calcareous Alps (Zugspitzplatt, Wetterstein Mountains, Germany). *Catena* 53, p. 211-227. DOI: 10.1016/S0341-8162(03)00075-4.

Küfmann C. (2006): Quantifizierung und klimatische Steuerung von rezenten Flugstaubeinträgen auf Schneeoberflächen in den Nördlichen Kalkalpen (Wetterstein-, Karwendelgebirge, Berchtesgadener Alpen, Deutschland). *Zeitschrift für Geomorphologie* 50, S. 245-268, Berlin, Stuttgart.

Küfmann C. (2013): Solution dynamics at the rock/snow during the ablation period in the subnival karst of the Wetterstein Mountains (Northern Calcareous Alps, Germany). *Z. Geomorphol N. F.* 58, p. 37-57. DOI: 10.1127/0372-8854/2013/0121.

Kundzewicz Z. W., Kraemer D. (1998): Striving towards assessment of mountain water resources, in *Ecohydrology of High Mountain Areas*, Proceedings of the International Conference on Ecohydrology of High Mountain Areas, Katmandu, Nepal, 24 - 28 March 1996, edited by S. R. Chalise et al., p. 175-185, Int. Cent. for Integrated Mt. Dev. (ICIMOD), Katmandu, Nepal.

Ladouche B., Probst A., Viville D., Idir S., Baqué D., Loubet M., Probst J.-L., Bariac T. (2001): Hydrograph separation using isotopic, chemical and hydrological approaches (Strengbach catchment, France). *J. Hydrol.*, Vol. 242 (3-4), p. 255-274. DOI: 10.1016/S0022-1694(00)00391-7.

Laghari A. N., Vanham D., Rauch W. (2012): To what extent does climate change result in a shift in Alpine hydrology? A case study in the Austrian Alps. *Hydrological Sciences Journal*, Vol. 57 (1), p. 103-117. DOI: 10.1080/02626667.2011.637040.

Lauber U. (2014): Drainage structures and transt-time distributions in conduit-dominated and fissured karst aquifer systems. Dissertation, Universität Karlsruhe.

Lauber U., Goldscheider N. (2014): Use of artificial and natural tracers to assess groundwater transit-time distribution and flow systems in a high-alpine karst system (Wetterstein Mountains, Germany). *Hydrogeology Journal*, Vol. 22, p. 1807-1824. DOI: 10.1007/s10040-014-1173-6.

Lauber U., Morche D., Kotyla P., Goldscheider N. (2014): Hydrogeology of an alpine rockfall aquifer system and its role in flood attenuation and maintaining baseflow. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, Vol. 18, p. 4437-4452. DOI: 10.5194/hess-18-4437-2014.

- Laudon H., Hemond H. F., Krouse R., Bishop K. H. (2002): Oxygen 18 fractionation during snowmelt: Implications for spring flood hydrograph separation. *Water Resour. Res.*, Vol. 38 (11), p. 1-10. DOI: 10.1029/2002WR001510.
- LAWA [Hrsg.] (2018): Leitfaden zur Hydrometrie des Bundes und der Länder – Pegelhandbuch. 5. Aufl., Stuttgart.
- Leavesley G. H., Lichy R. W., Troutman B. M., Saindon L. G. (1983): Precipitation-Runoff Modeling System: User's Manual. Water Resources. Investigations Report, p. 83-4238, US Geological Survey, Denver, Colorado. DOI: <https://doi.org/10.3133/wri834238>.
- Lee J., Feng X., Faiia A. M., Posmentier E. S., Kirchner J., Osterhuber R., Taylor S. (2010): Isotopic evolution of a seasonal snowcover and its melt by isotopic exchange between liquid water and ice. *Chem. Geol.*, Vol. 270 (1-4), p. 126-134. DOI: 10.1016/j.chemgeo.2009.11.011.
- Leibundgut C., Maloszewski P., Külls C. (2009): *Tracer in Hydrology*. Wiley. DOI: 10.1002/9780470747148.
- Lehner B., Doll P., Alcamo J., Henrichs T., Kaspar F. (2006): Estimating the impact of global change on flood and drought risks in Europe: a continental, integrated analysis. *Clim. Change*, Vol. 75, p. 273-299. DOI: 10.1007/s10584-006-6338-4.
- Leuchs K. (1930): Der Bau der Südrandstörung des Wettersteingebirges. *Geologische Rundschau* 21, S. 81-96. DOI: 10.1007/BF01802266.
- Liniger H.-P., Weingartner R., Grosjean M. (1998): Mountains of the World: Water Towers for the 21st Century. A Contribution to Global Freshwater Management, Mt. Agenda, Dep. of Geogr., Univ. of Berne, Berne.
- López-Moreno J. I., Fassnacht S. R., Heath J. T., Musselman K. N., Revuelto J., Latron J., Morán-Tejeda E., Jonas T. (2013): Small scale spatial variability of snow density and depth over complex alpine terrain: Implications for estimating snow water equivalent. *Advances in Water Resources*, Vol. 55, p. 40-52. DOI: 10.1016/j.advwatres.2012.08.010.
- MacDonald M. K., Pomeroy J. W., Pietroniro A. (2010): On the importance of sublimation to an alpine snow mass balance in the Canadian Rocky Mountains. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, Vol. 14, p. 1401-1415. DOI: 10.5194/hess-14-1401-2010.
- Maillet E. (1905): *Essais d'hydraulique souterraine et fluviale*. Hermann, Paris.

Maniak U. (2010): Hydrologie und Wasserwirtschaft. Eine Einführung für Ingenieure. 5. Aufl., Springer, Berlin.

Marin C., Bertoldi G., Premier V., Callegari M., Brida C., Hürkamp K., Tschiersch J., Zebisch M., Notarnicola C. (2020): Use of Sentinel-1 radar observations to evaluate snowmelt dynamics in alpine regions, *The Cryosphere*, Vol. 14, p. 935-956. DOI: <https://doi.org/10.5194/tc-14-935-2020>, 2020.

Markovich K. H., Dahlke H. E., Arumí J. L., Maxwell R. M. (2019): Bayesian hydrograph separation in a minimally gauged alpine volcanic watershed in central Chile. *J. Hydrol.*, Vol. 575 (2), p. 1288-1300. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2019.06.014.

Masson D., Frei C. (2014): Spatial analysis of precipitation in a high-mountain region: exploring methods with multi-scale topographic predictors and circulation types. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, Vol. 11, p. 4639-4694. DOI:10.5194/hessd-11-4639-2014.

Mattheß G., Ubell K. (2003): Allgemeine Hydrogeologie - Grundwasserhaushalt. Lehrbuch der Hydrogeologie, Bd. 1, 2. Aufl., Bornträger, Berlin, Stuttgart.

McDonnell J. J., Bonell M., Stewart M. K., Pearce J. A. (1990): Deuterium variations in storm rainfall: implications for stream hydrograph separation. *Water Resour. Res.*, Vol. 26 (3), p. 455-458. DOI: 10.1029/WR026i003p00455.

Messerli B., Vivenzio D., Weingartner R. (2009): Mountains of the world - water towers for the twenty-first century? In: Garrido A., Dinar A. (eds.): Managing water resources in a time of global change. - Routledge, London, New York, p. 11-31.

Miller H. (1962a): Der Bau des westlichen Wettersteingebirges. *Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft* 113, S. 161-203, Hannover.

Miller H. (1962b): Zur Geologie des westlichen Wetterstein- und Mieminger Gebirge (Tirol). Strukturzusammenhänge am Ostrand des Ehrwalder Beckens. Dissertation, Fakultät der Hohen Naturwissenschaftlichen Fakultät, Ludwig-Maximilian-Universität, München.

Miller H. (1963): Die tektonischen Beziehungen zwischen Wetterstein- und Mieminger Gebirge (Nördliche Kalkalpen). *N. JB. Geol. Paläont. Abhandlung* 118, S. 291-320, Stuttgart.

Mook W. G. (2000): Environmental isotopes in the hydrological cycle. Principles and applications. IHP-V Technical Documents in Hydrology, No. 39, Vol. I, UNESCO, Paris.

Mook W. G. (2001): Environmental isotopes in the hydrological cycle. Principles and applications. IHP-V Technical Documents in Hydrology, No. 39, Vol. III, UNESCO, Paris.

Morgenschweis G. (2010): Hydrometrie. Theorie und Praxis der Durchflussmessung in offenen Gerinnen, Berlin.

Moser H., Rauer W. (1980): Isotopenmethoden in der Hydrologie. Bd. 8, Bornträger, Berlin, Stuttgart.

Moser H., Stichler W. (1975): Deuterium and oxygen-18 contents as an index of the properties of snow covers. International Association of Hydrological Sciences Publication, Vol 114, p. 122-135.

Morche D. (2006): Aktuelle hydrologische Untersuchungen am Partnach-Ursprung (Wettersteingebirge). Wasserwirtschaft 96 (1-2), S. 53-58. DOI: 10.1007/bf03241325.

Morche D., Schmidt K.-H., Heckmann T., Haas F. (2007): Hydrology and geomorphic effects of a high magnitude flood in an Alpine river. Geografiska Annaler A 89 (1), p. 5-19. DOI: 10.1111/j.1468-0459.2007.00304.x.

Müller-Westermeier G. (1996): Klimadaten von Deutschland – Zeitraum 1961 – 1990. Deutscher Wetterdienst, Offenbach.

Nützmann G., Moser H. (2016): Elemente einer analytischen Hydrologie. Prozesse-Wechselwirkungen-Modelle. Springer-Verlag, Wiesbaden.

Oerlemans J. (1994): Quantifying global warming from the retreat of glaciers. Science, Vol. 264, p. 243-245. DOI: 10.1126/science.264.5156.243.

Ohlanders N., Rodriguez M., McPhee J. (2013): Stable water isotope variation in a Central Andean watershed dominated by glacier and snowmelt. Hydrol. Earth Syst. Sci., Vol. 17 (3), p. 1035-1050. DOI: <https://doi.org/10.5194/hess-17-1035-2013>.

Pipes A, Quick M. C. (1977): UBC Watershed Model Users Guide. Department of Civil Engineering, University of British Columbia, Vancouver, Canada.

Pinder G. F., Jones J. F. (1969): Determination of the groundwater component of peak discharge from chemistry of total runoff. Water Resources Research, Vol. 5 (2), p. 438-445. DOI: <https://doi.org/10.1029/WR005i002p00438>.

Pelto M. (2017): Recent Climate Change Impacts on Mountain Glaciers. The Cryosphere Science Series. Wiley Blackwell. DOI: 10.1002/9781119068150

- Pionke H. B., DeWalle D. R. (1992): Intra- and inter-storm  $^{18}\text{O}$  trends for selected rainstorms in Pennsylvania. *J. Hydrol.*, Vol. 138 (1-2), p. 131-143.
- Pomeroy J., Marks D. (2009): Hydrology in Mountain Regions: Observations, Processes and Dynamics – Preface. *IAHS Publ.* 326, Wallingford.
- Prösl K.-H. (1985): Dissolved Load of Alpine Creeks and Rivers. *Beiträge zur Hydrologie*, Sonderh. 5.1., S. 235-244, Kirchzarten.
- Rappl A., Wetzel K.-F., Büttner G., Scholz M. (2010): Tracerhydrologische Untersuchungen am Partnach-Ursprung. In: *Hydrologie und Wasserbewirtschaftung*, 54 (4), S. 220-230.
- Reis O. M., Pfaff F. W. (1910): Geologische Karte des Wettersteingebirges. 1:25000. Mit Erläuterungen von O. M. Reis (1911). *Geognostische Jahreshefte* 23, S. 61-104. München.
- Richter D. (1995): Ergebnisse methodischer Untersuchungen zur Korrektur des systematischen Meßfehlers des Hellmann-Niederschlagsmessers. *Berichte des Deutschen Wetterdienstes* 194, Offenbach a. Main.
- Richter W., Lillich W. (1975): *Abriß der Hydrogeologie*. Schweizerbart, Stuttgart.
- Rodda J. C. (1994): Mountains - a hydrological paradox or paradise? *Swiss Hydrology and Limnology Society, Beiträge zur Hydrologie der Schweiz* 35, p. 41-51.
- Rojanschi V. (2006): Abflusskonzentration in mesoskaligen Einzugsgebieten unter Berücksichtigung des Sickerraumes. Dissertation, Universität Stuttgart, Stuttgart.
- Rozanski K., Araguás-Araguás L., Gonfiantini R. (1993): Isotopic patterns in modern Global Precipitation. In: *Climate Change in Continental Isotopic Records*, American Geophysical Union Monograph 78.
- Rücker A., Boss S., Kirchner J. W., v. Freyberg J. (2019): Monitoring snowpack outflow volumes and their isotopic composition to better understand streamflow generation during rain-on-snow events. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, Vol. 23, p. 2983-3005. DOI: <https://doi.org/10.5194/hess-23-2983-2019>.
- Rutledge A. T. (1998): Computer programs for describing the recession of ground-water discharge and for estimating mean ground-water recharge and discharge from streamflow records. U.S. Geological Survey, Water-Resources Investigation Report 98-4148.

- Savina M., Schäppi B., Molnar P., Burland P., Sevruk B. (2012): Comparison of a tipping-bucket and electronic weighting precipitation gage for snowfall. *Atmospheric Research*, Vol. 103, p. 45-51, Zürich. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2011.06.010>.
- Schaefer V. J., Klein G. J., de Quervain M. R. (1954): The International Classification for Snow: With Special Reference to Snow on the Ground. Technical Memorandum, No. 31, Associate Committee on Soil and Snow Mechanics, National Research Council of Canada, Ottawa, Canada.
- Scheffer F., Schachtschabel P. [Hrsg.] (2010): *Lehrbuch der Bodenkunde*. 16. Aufl., Springer, Berlin, Heidelberg. DOI: <https://doi.org/10.1007/978-3-662-49960-3>.
- Schirmer M., Wetzel K.-F. (2015): Erstellung einer Wasserstands-Abflussbeziehung an einem hochalpinen Wildbach. *Geographica Augustana Manuscripta* 17, S. 9-14.
- Schmieder J., Hanzer F., Marke T., Garvelmann J., Warscher M., Kunstmann H., Strasser U. (2016): The importance of snowmelt spatiotemporal variability for isotope-based hydrograph separation in a high-elevation catchment. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, Vol. 20 (12), 5015-5033. DOI: [10.5194/hess-20-5015-2016](https://doi.org/10.5194/hess-20-5015-2016).
- Sevruk B. (1983): Correction of measured precipitation in the Alps using the water equivalent of new snow. *Nordic Hydrology*, Vol. 14 (2), p. 49-58.
- Sevruk B. (1996): Adjustment of tipping-bucket precipitation gauge measurements. *Atmospheric Research*, Vol. 42 (1-4), p. 237-246.
- Sevruk B., Kirchhofer W. (1992): Mean annual corrections of measured precipitation depths 1951–1980, in *Hydrological Atlas of Switzerland*, plate 2.3, Swiss Fed. Off. for Environ., Berne.
- Singh P., Singh V. (2001): Snow and glacier hydrology. *Water Science and Technology Library*, Vol. 37, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, Netherlands.
- Sklash M. G., Farvolden R. N. (1979): The role of groundwater in storm runoff. *J. Hydrol.*, Vol. 43, p. 45-65. DOI: [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(79\)90164-1](https://doi.org/10.1016/0022-1694(79)90164-1).
- Strobl G., Wetzel K.-F. (2012): Tracerhydrologische Untersuchungen im Zugspitzgebiet – Abgrenzung des Partnachgebietes im Osten. In: Umweltforschungsstation Schneefernerhaus (UFS) [Hrsg.]: *Wissenschaftliche Resultate 2011 / 2012*, S. 31-32.
- Sumner G. (1988): *Precipitation. Process and Analysis*. Bath Press, Bath, Avon.

- Taylor S., Feng X., Kirchner J. W., Osterhuber R., Klaue B., Renshaw C. E. (2001): Isotopic evolution of a seasonal snowpack and its melt. *Water Resources Research*, Vol. 37 (3), p. 759-769. DOI: 10.1029/2000WR900341.
- Terzer S., Wassenaar L. I., Araguás-Araguás L. J., Aggarwal P. K. (2013): Global isoscapes for  $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta^2\text{H}$  in precipitation: improved prediction using regionalized climatic regression models. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, Vol. 17, p. 4713-4728. DOI: 10.5194/hessd-10-7351-2013.
- Thein K. (1958): Neue Höhlenforschungen auf dem Zugspitzplatt (Oberbayern). In: *Die Höhle*, Bd. 9, S. 84-87.
- Tollmann A. (1976): Der Bau der Nördlichen Kalkalpen. Orogenic Stellung und regionale Tektonik. In: *Monographie der Nördlichen Kalkalpen*, Teil 3, Franz Deuticke, Wien.
- Unnikrishna P. V., McDonnell J. J., Kendall C. (2002): Isotope variations in a Sierra Nevada snowpack and their relation to meltwater. *J. Hydrol.*, Vol. 260, p. 38-57.
- Verband der deutschen Höhlen- und Karstforscher (VdHK) (2012): Mitteilungen des Verbandes der deutschen Höhlen- und Karstforscher e.V., Jg. 58, Nr. 2, München.
- Verbunt M., Gurtz J., Jasper K., Lang H., Warmerdam P., Zappa M. (2003): The hydrological role of snow and glaciers in alpine river basins and their distributed modeling. *J. Hydrol.* Vol. 282 (1), p. 36-55. DOI: 10.1016/S0022-1694(03)00251-8.
- Vimeux F., Masson V., Jouzel J., Stievenard M., Petit J. R. (1999): Glacial – interglacial changes in ocean surface conditions in the Southern Hemisphere. *Nature* 398, p. 410-413. DOI: <https://doi.org/10.1038/18860>.
- Viviroli D., Weingartner R., Messerli B. (2003): Assessing the hydrological significance of the world's mountains, *Mt. Res. Dev.*, Vol. 23 (1), p. 32– 40.
- Viviroli D., Weingartner R. (2004): The hydrological significance of mountains: from regional to global scale. *Hydrol. Earth System Sci.*, Vol. 8 (6), p. 1016-1029, Berne. DOI: <https://doi.org/10.5194/hess-8-1017-2004>.
- Viviroli D., Dürr H. H., Messerli B., Meybeck M., Weingartner R. (2007): Mountains of the world, water towers for humanity: Typology, mapping, and global significance. *Water Resour. Res.*, Vol. 43. DOI: 10.1029/2006WR005653.

Viviroli D., Archer D. R., Buytaert W., Fowler H., Greenwood G. B., Hamlet A. F., Huang Y., Koboltschnig G., Litaor M. I., López-Moreno J. I., Lorentz S., Schädler B., Schreier H., Schwaiger K., Vuille M., Woods R. (2011): Climate change and mountain water resources: overview and recommendations for research, management and policy. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, Vol. 15, p. 471-504. DOI: <https://doi.org/10.5194/hess-15-471-2011>.

Voigt C., Schulz K., Koch F., Wetzel K.-F., Timmen L., Rehm T., Pflug H., Stolarczuk N., Förste C., Flechtner F. (2021): Technical note: Introduction of a superconducting gravimeter as novel hydrological sensor for the Alpine research catchment Zugspitze, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, Vol. 25, p. 5047-5064. DOI: <https://doi.org/10.5194/hess-25-5047-2021>.

Weber M., Braun L., Mauser W., Prasch M. (2010): Contribution of rain, snow- and icemelt in the upper Danube discharge today and in the future. *Geogr. Fis. Dinam. Quat.*, Vol. 33, p. 221-230.

Wehren B., Weingartner R., Schädler B., Viviroli D. (2009): General Characteristics of Alpine Waters. DOI: 10.1007/978-3-540-88275-6\_2.

Weishaupt, S., Wetzel K.-F. (2017): Monitoring und tracer-basierte hydrologische Untersuchungen im Einzugsgebiet der Partnach. In: Umweltforschungsstation Schneefernerhaus (UFS) [Hrsg.]: Wissenschaftliche Resultate 2015 / 2016; S. 53-56.

Weishaupt, S., Wetzel K.-F. (2019): Ergebnisse hydrologischer Untersuchungen im Einzugsgebiet des Partnach-Ursprungs. In: Umweltforschungsstation Schneefernerhaus (UFS) [Hrsg.]: Wissenschaftliche Resultate 2017 / 2018; S. 43-45.

Weishaupt, S., Wetzel K.-F. (2021): Hydrologische Untersuchungen im Einzugsgebiet des Partnach-Ursprungs. In: Umweltforschungsstation Schneefernerhaus (UFS) [Hrsg.]: Wissenschaftliche Resultate 2019 / 2020; S. 69-71.

Wels C., Cornett R. J., Lazerte B. D. (1991): Hydrograph separation: A comparison of geochemical and isotopic tracers. *J. Hydrol.*, Vol. 122, p. 253-274.

Wetzel K.-F. (2004a): On the hydrology of the Partnach area in the Wetterstein Mountains (Bavarian Alps). *Erdkunde* 58, S. 172-186. DOI: 10.3112/erdkunde.2004.02.05.

Wetzel K.-F. (2004b): Hydrology of an alpine karst area - the example of the Partnach spring (Upper Bavaria). *Landschaftsökologie und Umweltforschung* 47, S. 429-434.

- Wetzel K.-F. (2005): Discharge analysis of an alpine karst spring - the example of the Partnach spring (Bavarian Alps). In: International Conference on Hydrology of Mountain Environments 2004, Landschaftsökologie und Umweltforschung 48, S. 91-98.
- Wetzel K.-F. (2013): Abschlussbericht zum Grundwassermarkierungsversuch des Jahres 2011 im Einzugsgebiet des Partnach-Ursprungs (unveröffentlicht). Augsburg.
- Wetzel K.-F., Bernhardt M., Weishaupt S., Weber M. (2021): Hydrological investigations in the Wetterstein Mountains at the UFS Schneefernerhaus (Bavarian Alps). (in Druck).
- Wilhelm F. (1997): Hydrogeographie – Das Geographische Seminar. Grundlagen der Allgemeinen Hydrogeographie. 3. verb. Aufl., Westermann, Braunschweig.
- Wolff M. A., Isaksen K., Petersen-Øverleir A., Ødemark K., Reitan T., Brækkan R. (2015): Derivation of a new continuous adjustment function for correcting wind-induced loss of solid precipitation: results of a Norwegian field study. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, Vol. 19, p. 951-967. DOI:10.5194/hessd-11-10043-2014.
- Wrobel J. P. (1980): Bericht über den Markierungsversuch auf dem Zugspitzplatt im Sommer 1980. Bayerisches Geologisches Landesamt, München.
- Zierl B., Bugmann H. (2005): Global change impacts on hydrological processes in Alpine catchments. *Water Resour. Res.*, Vol. 41 (2). DOI: 10.1029/2004WR003447.
- Zötl J. G. (1974): Karsthydrogeologie. Wien.
- Zöttl H. (1951): Die Vegetationsentwicklung auf Felsschutt in der alpinen und subalpinen Stufe des Wettersteingebirges. – *Jahrbuch des Vereins zum Schutz der Alpenpflanzen und -tiere*, Bd. 16, S. 10-74.
- Zhou S., Nakawo M., Hashimoto S., Sakai A. (2008a): The effect of refreezing on the isotopic composition of melting snowpack. *Hydrol. Process.*, Vol. 22, p. 873-882. DOI: 10.1002/hyp.6662.
- Zhou S., Nakawo M., Hashimoto S., Sakai A. (2008b): Preferential exchange rate effect of isotopic fractionation in a melting snowpack. *Hydrol. Process.*, Vol. 22, p. 3734-3740. DOI: 10.1002/hyp.6977.

## **Eidesstattliche Erklärung**

Ich versichere, dass ich die vorliegende Arbeit ohne fremde Hilfe und ohne Benutzung anderer als der angegebenen Quellen angefertigt habe, und dass die Arbeit in gleicher oder ähnlicher Form noch keiner anderen Prüfungsbehörde vorgelegen hat. Alle Ausführungen der Arbeit, die wörtlich oder sinngemäß übernommen wurden, sind als solche gekennzeichnet.

Ort, Datum

Unterschrift